F 1578

R

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE GEOFIZICĂ GEOGRAFIE

SERIA GEOFIZICĂ

1

TOMUL 11

1973

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

COMITETUL DE REDACȚIE

Academician SABBA ȘTEFĂNESCU, *redactor responsabil*; LIVIU CONSTANTINESCU, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, *redactor responsabil adjunct*; academician TH. V. IONESCU și I. GAVĂT, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, *membri*; DOREL ZUGRĂVESCU, *secretar științific de redacție*.

La revue „Studii și cercetări de geologie-geofizică-geografie", seria Geofizică, paraît 2 fois par an. Toute commande de l'étranger sera adressée à Întreprinderea **Rompresfilatelia**, Boîte postale 2001 — telex 011631, Bucarest, Roumanie, ou à ses représentants à l'étranger. En Roumanie, vous pourrez vous abonner par les bureaux de poste, ou chez votre facteur.

Revista apare de două ori pe an.

În țară abonamentele se primesc la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii poștali și difuzorii de presă din întreprinderi și instituții. Revistele se pot procura (direct sau prin poștă) și **prin PUNCTUL DE DESFACERE din cadrul Editurii Academiei**. Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice altă corespondență, se trimit la Comitetul de redacție al revistei pe adresa: București, B-d. Ana Ipătescu, nr. 21.

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE
SERIA

GEOFIZICĂ

TOMUL 11, NR. 1 1973

SUMAR

Pag.

E. GOHN I. ISVOREANU, S. SCURTU şi N. HEREDEA, Cercetarea aeroradiometrică a masivului Ditrău şi a formaţiunilor adiacente 3
CR. DEMETRESCU, Valori preliminare ale fluxului termic în Transilvania 13
D. MILCOVEANU, Contribuţii la metodele de interpretare pe baza analizei armonice a prospecţiunilor gravimetrice şi magnetice 23
I. CORNEA, S. SPÂNOCHE, P. CRISTEA şi MIHAELA MORMU, Cercetări seismice în subteran şi la suprafaţă pentru zăcămintele de sare gemă de la Slănic-Prahova şi Ocna-Dejului 35
D. ENESCU, C. RADU şi V. MÂRZA, Contribuţii la studiul efectului seismic al exploziilor asupra construcţiilor 51
C. RADU, Relaţia magnitudine-intensitate pentru cutremurele intermediare din regiunea Vrancea 71
V. BARDAN, Alegerea tipului de geofoni şi a modului de conexiune electrică în cadrul grupărilor, factor important în filtrarea înregistrărilor seismice 79

REFERATE ŞI STUDII MONOGRAFICE DE ANSAMBLU

A. BABSKOW, Aplicaţiile teoriei informaţiei la prelucrarea preliminară a diagrafiei de sondă 89
E. POTERAŞ, Studiu comparativ asupra metodelor de determinare practică a rezistivităţii specifice a stratelor 129

ST. CERC. GEOL., GEOGR., GEOFIZ., SERIA GEOFIZ., TOM. 11, NR. 1, P. 1—190, BUCUREŞTI, 1973

FÖLDTANI INTÉZET KÖNYVTÁRA

CERCETAREA AERORADIOMETRICĂ A MASIVULUI DITRĂU ŞI A FORMAŢIUNILOR ADIACENTE*

DE

EMIL GOHN, ION ISVOREANU, SORIN SCURTU şi NICOLAE HEREDEA

Institutul de geofizică aplicată, Bucureşti,
str. Izvor nr. 78

1. METODA

Înregistrările s-au executat cu o instalaţie de aerospectrometrie gama, fabricată de firma britanică „Nuclear Enterprises", montată pe un elicopter. Instalaţia se compune din: două detectoare identice cu cristale de scintilaţie de INa(Tl) (volum total $\sim$ 4 000 cm^3); un analizor de amplitudine cu cinci canale (patru pentru semnalele utile şi unul pentru semnalele de calibrare şi de echilibrare date de sursele ^{137}Cs aplicate pe cristale), prevăzut cu posibilitatea reducerii automate de fond şi trene Compton; un înregistrator cu şase canale (cinci pentru analizor şi unul pentru înregistrarea înălţimii de zbor).

S-au înregistrat patru componente ale intensităţii radiaţiei gama, corespunzătoare intervalelor de energie, recomandate de A. G. Darnley ş. a. [1] (tabela 1).

Tabela 1

Intervalele de energie utilizate în cartarea aerospectrometrică

Componenta	Radio-izotopul	Energia radiaţiei (MeV)	Intervalul de energie (MeV)
Globală (R_{tot})	—	—	0,10—3,00
Potasică (R_K)	^{40}K	1,48	1,35—1,58
Uranică (R_{Bi})	^{214}Bi	1,76	1,65—1,88
Toriică (R_{Tl})	^{208}Tl	2,62	2,42—2,82

Vitezele de numărare brute (R_1, R_2, R_3, R_4) au fost reduse la semnalele R_{tot}, R_K, R_{Bi} şi R_{Tl}, proporţionale cu intensitatea de radiaţie gama a

* Referat prezentat la al VII-lea Simpozion de prospecţiuni geofizice şi fizica scoarţei globului, Bucureşti, iulie 1972.

componentelor prin rezolvarea automată a sistemului :

$$R_{tot} = R_1 - R_1^0;$$

$$R_K = R_2 - R_2^0 - \alpha R_{Bi} - \beta R_{Tl};$$

$$R_{Bi} = R_3 - R_3^0 - \gamma R_{Tl},$$

$$R_{Tl} = R_4 - R_4^0.$$

Vitezele de numărare ale fondului cosmic şi remanent (R°) s-au apreciat în baza înregistrărilor la mare altitudine şi a celor efectuate la suprafaţa apei. Constantele de interferenţă (α, β şi γ) s-au determinat la suprafaţa unor anomalii „torice" şi „uranice".

Înregistrările s-au efectuat la o înălţime medie de zbor de 50 m, cu o viteză medie de 50 km/h, pe trasee care au urmărit formele de relief (echidistanţa medie între trasee $\sim$ 0,3 km).

La prelucrarea datelor s-au aplicat reduceri pentru următoarele influenţe perturbante : inerţia indicaţiei instalaţiei (deplasarea în sensul de zbor cu $\sim$ 15 m pentru R_{tot}, înregistrat cu constanta de timp 1 s, şi $\sim$ 70 m pentru R_K, R_{Bi} şi R_{Tl}, înregistrate cu 5 s) ; neliniaritatea scalelor (datorită timpului mort al integratorului) ; variaţiile înălţimii de zbor (s-au redus la $h = 50$ m) ; variaţiile în timp a semnalelor (s-au redus în baza înregistrărilor efectuate pe un traseu de control de $\sim$ 20 km).

În regiunea Ditrău, amplitudinea semnalelor înregistrate (imp/s) a variat între următoarele limite : $R_{tot} = 600 \ldots 4\,500$; $R_K = 6 \ldots 120$; $R_{Bi} = 3 \ldots 24$; $R_{Tl} = 3 \ldots 60$. Prelucrarea semnalelor s-a efectuat pentru intervale de eşantionare de 10 s ($\sim$ 140 m). În aceste condiţii, abaterile standard σ (imp/s) ale vitezelor de numărare au rezultat : $\sigma_{R_{tot}} < 20$, $\sigma_{R_K} < 4$, $\sigma_{R_{Bi}} < 2{,}3$ şi $\sigma_{R_{Tl}} < 2{,}4$. Reproductibilităţile verificate experimental au fost : $\sim$ 300 p/s pentru R_{tot}, $\sim$ 6 p/s pentru R_K şi R_{Bi} şi $\sim$ 4 p/s pentru R_{Tl}. Reproductibilitatea componentei uranice, perturbată de prezenţa ^{214}Bi în atmosferă, aşa cum arată şi R. S. Foote [3], s-a putut îmbunătăţi mult prin aplicarea reducerii de variaţie în timp a valorilor, dar a rămas totuşi mai slabă decît pentru celelalte semnale.

Nu s-a efectuat reducerea semnalelor la geometria de înregistrare 2π, corespunzătoare unui teren plan. Totuşi, aspectul hărţilor de izolinii nu a fost mult alterat, datorită contrastelor mari de radioactivitate măsurate.

2. GEOLOGIA REGIUNII

Masivul de roci alcaline de la Ditrău a format obiectul a numeroase studii geologice şi geofizice. Rezultatele studiilor privind structura masivului, petrografia şi chimismul rocilor au fost sintetizate de Al. Codarcea, Marcela Dessila Codarcea şi V. Ianovici [1] şi de A. Streckeisen [4], [5].

Masivul ocupă o suprafaţă de formă ovală de circa 170 km^2, cu o serie de neregularităţi, şi este înconjurat de şisturile cristaline ale Carpaţilor

Orientali. Contactul cu cristalinul este acoperit de formaţiuni mai recente în partea de est (fig. 1).

Al. Codarcea, Marcela Dessila Codarcea şi V. Ianovici [1] au demonstrat că „masivul vizibil de roci alcaline constituie, de fapt, învelişul migmatic al unui diapir anatectic profund. Pentru aceasta pledează toată structura neomogenă a învelişurilor concentrice de roci cu textură gneisică, inegal metasomatizate şi recristalizate, care reprezintă complexe de şisturi cristaline profund transformate prin procese de recristalizare şi de alcalinizare în diverse grade, cu tendinţe de omogenizare, dar cu păstrarea texturilor paralele". Aceiaşi autori au constatat că „în fondul general de roci cu textură paralelă se remarcă o dispoziţie zonară de complexe de roci care trădează o structură ovală de dom cu aşezarea periclinală a unor învelişuri succesive, care se detaşează destul de sugestiv din harta structurală (fig. 1), cu toată intensa modificare suferită în fazele petrogenetice ulterioare în partea de est şi de nord a masivului".

3. REZULTATELE CERCETĂRILOR AERORADIOMETRICE

Distribuţiile intensităţilor de radiaţie gama înregistrate pentru componentele potasică, uranică şi torică se prezintă sub formă de schiţe de izolinii (fig. 2, 3 şi 4). Pentru compararea distribuţiilor cartate aeroradiometric cu conţinuturile de potasiu, uraniu şi toriu din roca vie, s-au sistematizat în tabela 2 rezultatele analizelor de laborator efectuate pe 60 de eşantioane.

Tabela 2

Rezultatele analizelor de laborator pe probe din regiunea masivului Ditrău

Element		SC	SE	B	C
Th	E	2,7—18	3,7—88	0,7—13	8,7—20
(ppm)	M	10	30	7,8	14
U	E	1,2—11	0,3—19	0,1—3,1	0,8—4,7
(ppm)	M	5,8	8,9	1,4	3,0
K	E	2,8—5,8	2,8—6,7	0,7—4,1	1,2—4,5
(%)	M	4,8	5,3	2,1	3,0

SC — sienite nefelinice din corpul central al masivului (3, fig. 1); *SE* — sienite din învelişurile exterioare (4 — fig. 1); *B* — roci bazice (5 — fig. 1); *C* — roci cristaline (6 — fig. 1); *E* — concentraţii extreme; *M* — concentraţie medie.

Componenta potasică, ^{40}K (fig. 2), prezintă contraste pronunţate (circa 20 : 1), mai mari chiar decît cele întîlnite la rocile analizate în laborator (circa 10 : 1). Distribuţia cartată aeroradiometric concordă cu cea sugerată de conţinuturile de potasiu din eşantioanele de roci.

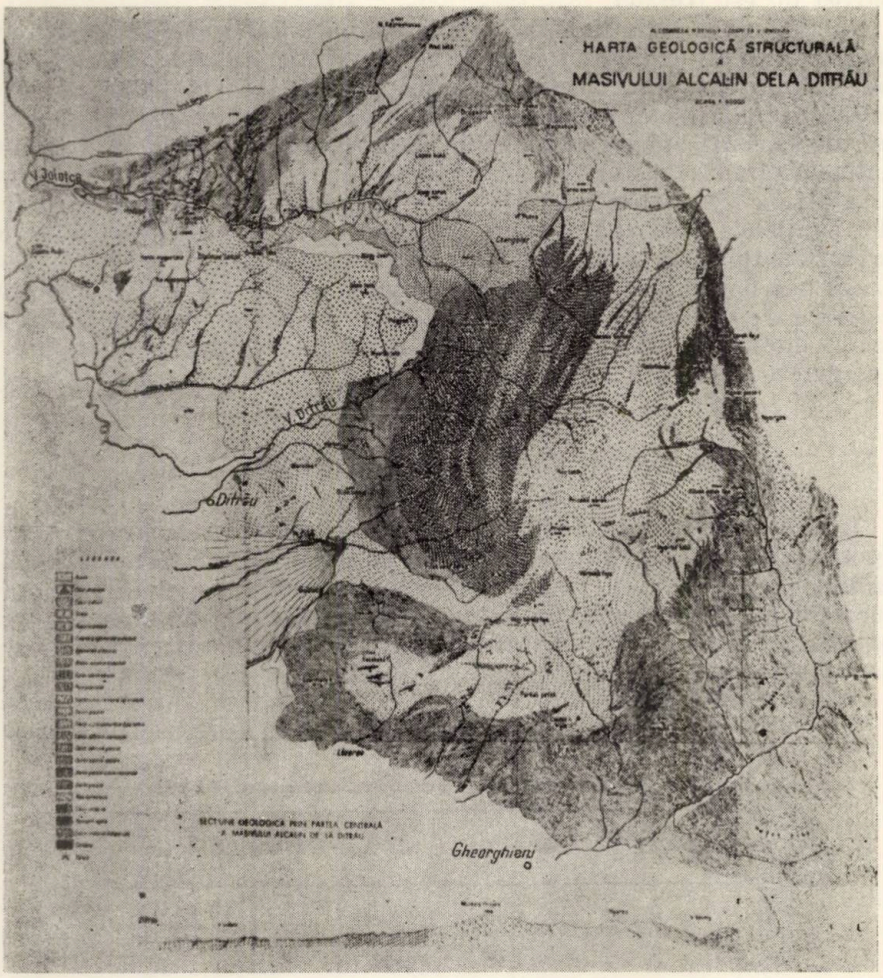


Fig. 1. — Harta geologică structurală a masivului alcalin de la Ditrău (Al. Codarcea şi colab. [1]) :

1. *Sedimentar.* Aluviuni (alb), conuri de dejecţie (linii lungi), coluvii şi deluvii (linii scurte curbe), terase (*t* — puncte rare), depozite pliocene (*p* — puncte mai dese). Se dezvoltă în special pe valea Jolotca şi în estul regiunii.

2. *Eruptiv terţiar.* Cinerite, aglomerate, andezite şi brecii vulcanice andezitice (puncte mai grosiere cu diferenţieri). Se dezvoltă între văile Jolotca şi Ditrău.

Roci sienitice. 3. Sienite nefelinice gnaisice şi sienite nefelinice pegmatoide (linii întrerupte grosiere, formează un fond mai închis). Constituie corpul central al masivului. 4. Aplite şi sienite mărunte, roci granitoide, sienite cu textură masivă vag orientată şi sienite cu pseudomorfoză după nefelin (diferite combinaţii de linii întrerupte şi puncte, formează un fond mai deschis). Se dezvoltă sub forma unui inel care înconjură corpul central al masivului şi este acoperit în est de formaţiuni mai recente.

5. *Roci bazice.* Diorite şi hornblendite (linii întrerupte subţiri, formează un fond ceva mai închis). Se dezvoltă în cursul inferior al văii Jolotca şi sub forma unui corp alungit lipit de partea de est a corpului central al masivului.

6. *Roci cristaline.* Şisturi cristaline, roci porfirogene şisturi cristaline feldspatizate şi corneene (linii subţiri orientate în direcţii diferite, formează un fond mai închis). Înconjură masivul în partea de nord, est şi sud.

Conținuturile mai ridicate de potasiu prezintă o distribuție inelară largă, care cuprinde toate varietățile de roci alcaline din învelișurile exterioare ale masivului și aureola de contact din șisturile cristaline. Conținuturile cele mai ridicate apar în apropierea contactului dintre rocile migma-

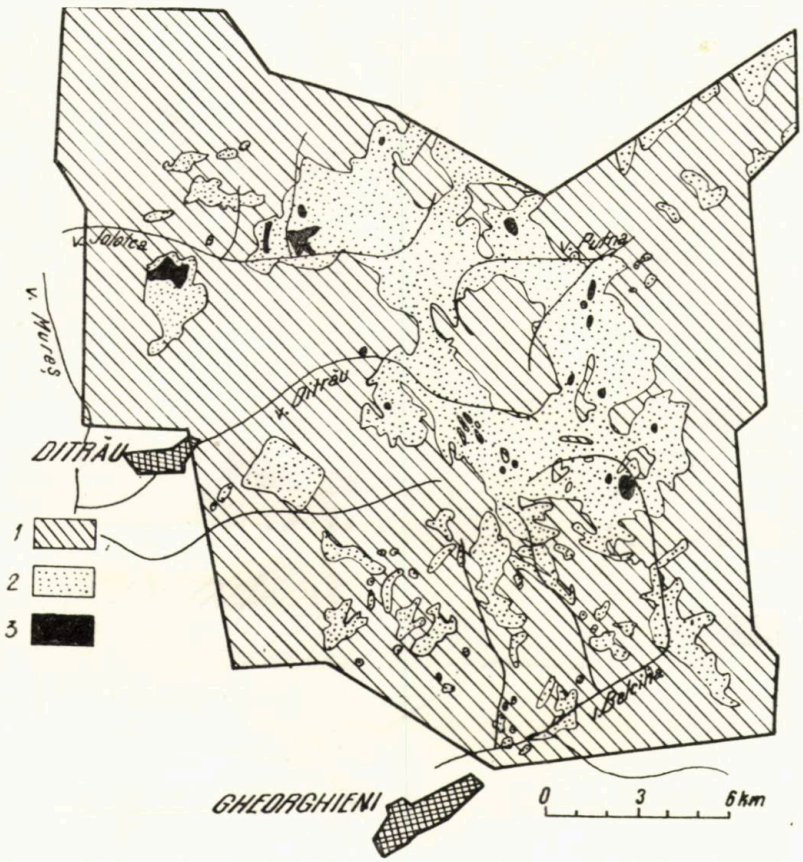


Fig. 2. — Harta componentei potasice (^{40}K):
1 — 6 imp/s — 42 imp/s; *2* — 42 imp/s — 72 imp/s;
3 — 72 imp/s — 120 imp/s.

tizate și șisturile cristaline. Conținuturi mai ridicate s-au cartat și la suprafața rocilor porfirogene.

Conținuturi ceva mai scăzute se întîlnesc la suprafața sienitelor din corpul central. Majoritatea formațiunilor adiacente masivului intrusiv (șisturi cristaline, roci vulcanogene și sedimentare) sînt caracterizate prin conținuturi scăzute.

Componenta uranică, ^{214}Bi (fig. 3), prezintă contraste mai mici (circa 8 : 1). Se observă și aici o bună concordanță cu conținuturile de uraniu din eșantioanele de rocă.

Dacă se face abstracţie de efectul perturbant al reliefului (mai pronunţat în această hartă), se constată că limita concentraţiilor mai mari concordă bine cu limita masivului sienitic. Fac excepţie doar cîteva varietăţi de roci alcaline, cu conţinuturi mai mici de uraniu : sienitele gnaisice

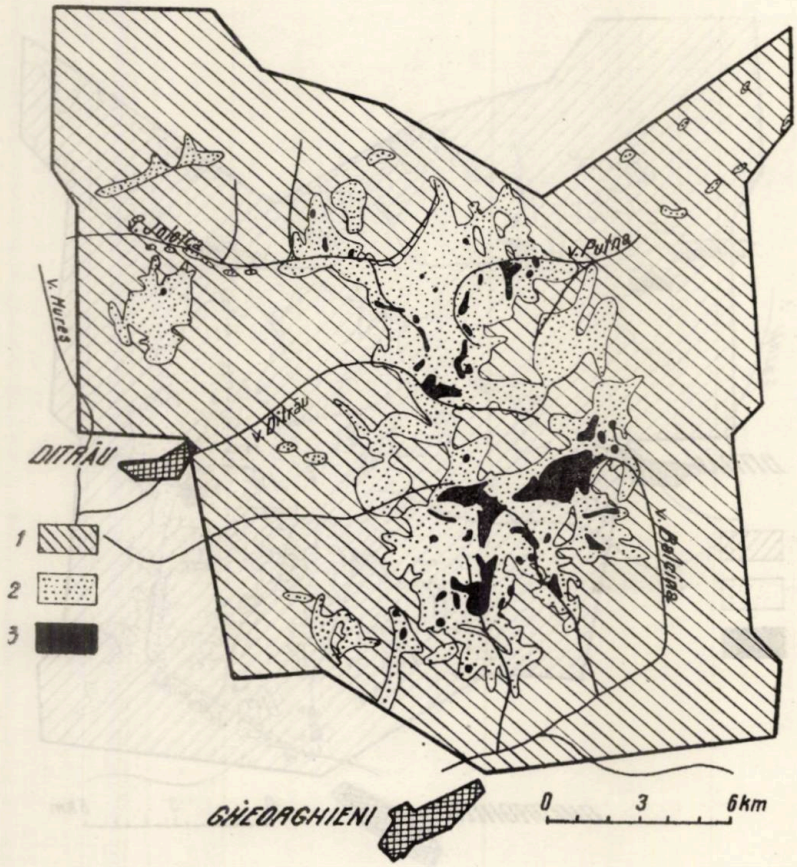


Fig. 3.—Harta componentei uranice (^{214}Bi):
1 — 3 imp/s — 6 imp/s; *2* — 6 imp/s — 15 imp/s; *3* — 15 imp/s — 24 imp/s.

din zona cătunului Jolotca şi de la est de comuna Ditrău, precum şi rocile granitoide din nordul intruziunii.

Mobilitatea geochimică mai redusă a uraniului (concentraţii mai ridicate apar rar dincolo de limita sienitelor) şi diferenţele de conţinuturi înregistrate la suprafaţa diferitelor varietăţi petrografice permit să se presupună că distribuţia uraniului poate constitui un excelent instrument de diferenţiere a rocilor din zona masivului Ditrău. Rezultatele cartării aeroradiometrice nu pot fi însă utilizate pentru delimitări foarte avansate din cauza conţinuturilor mici de uraniu şi a sensibilităţii şi reproductibilităţii mai scăzute a măsurătorilor pentru această componentă. Probabil

că s-ar putea face o diferențiere mai avansată prin studiul statistic al distribuțiilor componentei uranice de la suprafața diferitelor tipuri și varietăți de roci.

Componenta torică ^{208}Tl, (fig. 4), prezintă diferențe apreciabile în raport cu componenta uranică. Se remarcă contraste mai mari (circa 19 : 1),

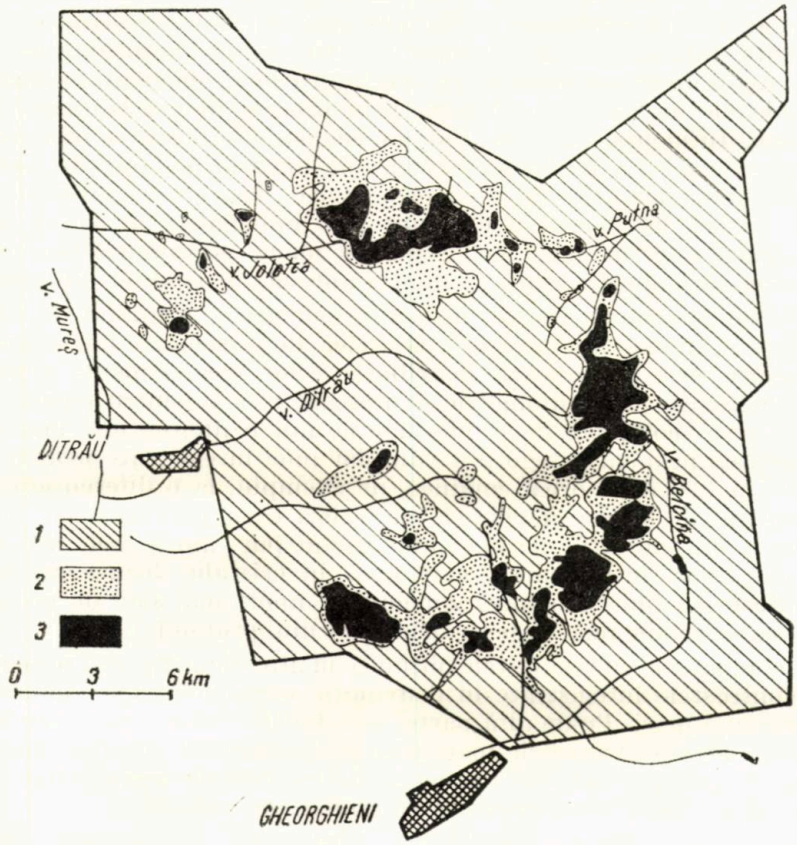


Fig. 4.—Harta componentei torice (^{208}Tl):
1 — 3 imp/s — 21 imp/s; *2* — 21 imp/s — 27 imp/s;
3 — 27 imp/s — 60 imp/s.

concentrări locale frecvente, ca și conținuturi medii destul de mari în rocile bazice și ultrabazice (tabela 2).

Distribuția toriului sugerează, evident, structura de dom a masivului și existența unor învelișuri succesive. Conținuturile ridicate sînt grupate într-o bandă care acoperă sienitele din învelișurile exterioare și aureola de contact din cristalin. Inelul de conținuturi ridicate este întrerupt doar în zonele acoperite de formațiuni recente și la suprafața varietăților de sienite gnaisice, care prezintă și conținuturi de uraniu mai scăzute.

Maximele pronunţate se întîlnesc de obicei în zona în care contactul sienitelor cu şisturile cristaline prezintă neregularităţi, marcînd întrepătrunderi între cele două formaţiuni. Aceste maxime coincid de obicei cu ariile de răspîndire a aplitelor şi a sienitelor mărunte şi cu zonele de contact dintre acestea şi cristalin.

Zonele de valori mici se suprapun cu aria de răspîndire a sienitelor nefelinice din corpul central al masivului şi a formaţiunilor adiacente.

Imaginile componentelor cartate aeroradiometric sugerează un aport de elemente radioactive, care trebuie pus pe seama diapirului anatectic profund. Acest aport s-a însumat cu conţinuturile de elemente radioactive din complexele de roci transformate prin procese de recristalizare şi de alcalinizare. Influenţa distribuţiilor de elemente radioactive preexistente acestor transformări se mai remarcă prin conţinuturile mai mici de elemente radioactive din varietăţile de roci mai bazice. Toate varietăţile de roci, atît cele bazice, cît şi cele acide. sînt însă îmbogăţite în Th, K şi U. Se evidenţiază aporturi mari de Th şi K în zonele corespunzătoare învelişurilor exterioare ale structurii de dom şi aureolei de contact din cristalin.

Schiţele prezentate au fost întocmite schematic grupîndu-se valorile înregistrate în numai trei categorii. O astfel de prezentare ilustrează clar legile majore care guvernează distribuţia celor trei elemente urmărite. Datele înregistrate aeroradiometric se pretează însă şi pentru separări mai avansate, care complică imaginile, dar permit o diferenţiere mai bună. Subîmpărţirea în două categorii a valorilor mici înregistrate pentru componentele potasică şi torică conduce, de exemplu, la o diferenţiere între corpul central de sienite nefelinice (cu valori ceva mai mari) şi formaţiunile de la extremităţile perimetrului cartat (cu valorile cele mai mici). Benzile de valori intermediare care apar în cristalin furnizează detalii suplimentare privind extinderea zonelor cu aport mai slab de potasiu şi de toriu, care trebuie pus tot pe seama diapirului profund.

În comparaţie cu rezultatele obţinute în alte ţări, [2], [6], în regiunea Ditrău contrastele înregistrate în distribuţia componentelor potasică şi torică sînt mai mari. Pe de altă parte, distribuţiile celor trei componente înregistrate aerospectrometric manifestă particularităţi specifice care pun în valoare avantajele metodei de spectrometrie faţă de metoda mai veche prin care se cartează doar intensitatea globală de radiaţii.

Concordanţa dintre distribuţiile celor trei componente cartate aeroradiometric şi conţinuturile determinate pe eşantioane de roci nealterate reprezintă un alt rezultat important al acestei cercetări. Cu toate că datele sistematizate în tabela 2 au rezultat doar din analiza a circa 60 de eşantioane, concordanţa cu rezultatele aeroradiometrice este remarcabilă. În ciuda adîncimii mici de investigaţie, aerospectrometria gama s-a dovedit deci în această regiune o metodă utilă de cartare a distribuţiilor de radioelemente.

★

Autorii mulţumesc respectuos acad. dr. doc. Virgil Ianovici pentru sprijinul acordat în executarea acestei cercetări şi în interpretarea geologică a rezultatelor. Mulţumim de asemenea dr. ing. Radu Botezatu pentru îndrumările preţioase şi ajutorul acordat.

Primit la redacţie la 17 iulie 1972

INVESTIGATIONS AÉRORADIOMÉTRIQUES DANS LE MASSIF DE DITRĂU ET DANS LES FORMATIONS ADJACENTES

(Résumé)

L'Institut de Géophysique Appliquée de Roumanie a effectué des recherches d'aérospectrométrie *gamma* dans la région du massif des syénites néphéliniques de Ditrău (Transylvanie, Roumanie). Les enregistrements ont été effectués d'un hélicoptère volant à une hauteur de 50 m et à une vitesse de 50 km à l'heure. On a utilisé un appareillage britannique (Nuclear Enterprises). On a examiné quatre composantes de l'intensité des rayons *gamma* : R_{tot}, R_K, R_{Bi}·R_{Tl} (tableau 1). On a effectué la soustraction automatique du fond cosmique et instrumental et des traînées Compton et quelques autres corrections (pour l'inertie de l'appareil, la variation de l'altitude de vol et la variation en temps des signaux). On n'a pas réduit l'effet de la géométrie de l'enregistrement ; vu les grands contrastes de radioactivité dans la région, le relief accidenté n'a pas trop altéré l'aspect des cartes.

Les résultats se prêtent à des interprétations intéressantes corrérables aux données géologiques obtenues dans la région (fig. 1). L'uranium (fig. 3) accuse une mobilité géochimique moins importante et se concentre à la surface des syénites (exception faite pour quelques variétés des syénites qui montrent de faibles teneurs en uranium).

Le potassium et le thorium (fig. 2, 4) sont répartis de manière circulaire évidente. Ils se sont concentrés à la limite de l'intrusion et ont migré aussi dans l'auréole de contact du cristallin. Le thorium accuse des tendances de concentration supérieures à celles du potassium.

Les contrastes appréciables entre les concentrations en éléments radioactifs et les différences importantes entre les différentes distributions levées révèlent les avantages du mesurage spectrométrique. On remarque la concordance entre les résultats aérospectrométriques et les concentrations en éléments radioactifs des échantillons des roches (tableau 2).

Les résultats de ces recherches témoignent de la capacité de l'aérospectrométrie *gamma* de constituer une méthode auxiliaire utile pour les levées géologiques.

BIBLIOGRAFIE

1. Codarcea Al., Marcela Dessila Codarcea, V. Ianovici, *Structura geologică a masivului de roci alcaline de la Ditrău.* Buletin ştiinţific al Ac. de St. R. P. R. Sect. Geologie Geografie, **II**, *3—4* (1957).
2. Darnley A. G., Q. Bristow, D. K. Donhoffer, *Airborne gammaray spectrometer experiments over the Canadian Shield.* Nuclear Techniques and Mineral Resources, I. A. E. A., Viena, 1969, p. 147.
3. Foote R. S., *Improvement in airborne gamma-radiation data analyses for anomalous radiation by removal of environmental and pedologic radiation changes.* Nuclear Techniques and Mineral Resources, I. A. E. A., Vienna, 1969, p. 163.
4. Streckeisen A., *Das Nephelinsyenit Massiv von Ditro* (*Siebenbürgen*). II. Teil, *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 1954, p. 336.
5. Streckeisen A., *On the structure and origin of the Nepheline-Syenite Complex of Ditro* (*Transylvania, Roumania*). International Geological Congress, Rep. 24, Sess. Norden, Part XIII, Copenhaga, 1960, p. 228.
6. * * * *Panel discussion on Uranium exploration.* Nuclear Techniques and Mineral Resources. I. A. E. A. Viena, 1969, p. 269.

VALORI PRELIMINARE ALE FLUXULUI TERMIC ÎN TRANSILVANIA

DE

CRIȘAN DEMETRESCU

Institutul de geofizică aplicată, București, str. Izvor nr. 78

1. INTRODUCERE

Studiul fluxului termic al Pămîntului se bucură în ultimii ani de o atenție sporită, devenind una dintre ramurile în plină dezvoltare ale geofizicii.

Justificarea acestui interes o constituie în primul rînd cantitatea mare de energie implicată în fenomenul ieșirii căldurii din interiorul globului, energie de sute de ori mai mare decît cea eliberată de cutremurele de pămînt sau decît pierderea de căldură prin erupții vulcanice. În al doilea rînd, aproape toate teoriile asupra originii și dezvoltării Pămîntului și ale caracteristicilor sale de suprafață se bazează pe forțe în care energia termică joacă un rol preponderent ; în toate aceste teorii, valoarea fluxului termic la suprafața Pămîntului constituie una dintre condițiile la limite esențiale, iar conductibilitatea termică, difuzivitatea, punctele de topire ale rocilor parametri indispensabili.

Pe de altă parte, studii îngrijite și detaliate de flux termic au permis punerea în evidență și exploatarea unor resurse energetice de tip geotermal, care nu aveau manifestări de suprafață [1]. De asemenea metodele geotermice revin în actualitate în prospecțiunea geofizică.

Cunoștințele noastre asupra transportului căldurii în interiorul globului sînt limitate la transferul căldurii prin suprafața Pămîntului. Fluxul termic de suprafață este cantitatea de căldură care străbate suprafața Pămîntului spre exterior, raportată la unitatea de arie și unitatea de timp. În partea superioară a scoarței, unde temperaturile sînt destul de mici și materia se află în stare solidă, căldura este transportată spre exterior prin conducție termică fluxul termic fiind dat deci de produsul dintre coeficientul de conductibilitate termică a mediului și gradientul vertical de temperatură :

$$q = k \frac{\partial T}{\partial z}, \tag{1}$$

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 11, NR. 1, P. 13–21, BUCUREȘTI, 1973

Determinarea fluxului termic se face în mod obișnuit utilizînd găurile de sondă forate în diferite scopuri și necesită atît măsurarea conductibilității termice a rocilor străbătute de foraj, cît și determinarea gradientului termic vertical.

La noi în țară nu s-au făcut pînă acum astfel de determinări. Singurele date existente [2] sînt estimări bazate pe conductibilități citate din literatură și pe determinări de temperatură făcute în regim termic nestabilizat. În lucrarea de față vom prezenta unele rezultate obținute în încercarea de a depăși acest stadiu, mergînd pe calea punerii la punct a unei metode de măsurare a coeficientului de conductibilitate termică a rocilor.

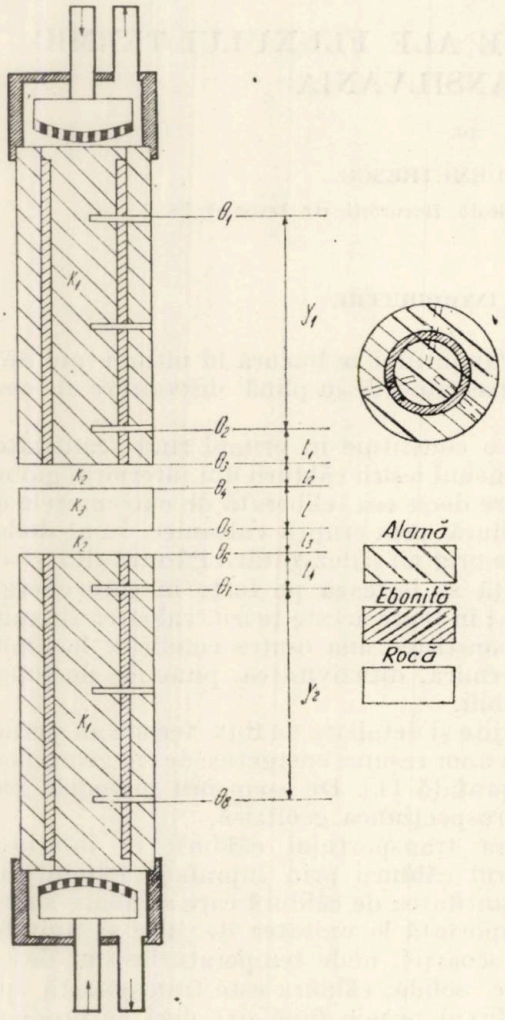


Fig. 1. — Schema aparatului cu bare pentru măsurarea conductivității termice a rocilor.

2. APARATURA UTILIZATĂ

Pentru măsurarea conductibilității termice a rocilor s-a construit un aparat cu bare (*divided-bar*) de tipul descris de Beck [3], prezentat schematic în figura 1. Aparatul constă din două bare cilindrice compuse identice, între care se așază proba de rocă tăiată în formă de disc. Capetele barelor sînt menținute la temperaturi constante, care diferă între ele cu 15—20°C, cu ajutorul unor sisteme prin care circulă apă controlată termostatic.

După stabilirea echilibrului termic, care survine la 10—15 min după introducerea probei între bare, distribuția temperaturilor în lungul sistemului verifică relația

$$\mathcal{T} = \frac{\theta_2 - \theta_7}{\left(\frac{\mathrm{d}\theta}{\mathrm{d}x}\right)} = B + \frac{k_1}{k_3} l, \quad (2)$$

unde θ_2 și θ_7 sînt temperaturile în bare în apropierea probei de rocă, $\left(\frac{\mathrm{d}\theta}{\mathrm{d}x}\right)$ gradientul termic mediu în cele două bare, B o constantă care depinde de rezistențele termice de contact, k_1 conductivitatea termică a alamei din

care au fost confecţionate barele, k_3 conductivitatea termică a eşantionului şi l grosimea acestuia.

Temperatura în lungul barelor se determină cu ajutorul unor termocupluri, montate radial în mai multe puncte.

Făcîndu-se măsurători pe mai multe discuri de grosimi diferite tăiate din aceeaşi carotă, conductivitatea termică a rocii respective rezultă din panta dreptei $\mathcal{T} = f(l)$, în funcţie de conductivitatea alamei. Conductivitatea barelor de alamă se determină, la rîndul ei, prin etalonare cu discuri de cuarţ cristalin şi topit.

Pentru determinarea gradientului termic vertical s-au utilizat, în lipsa altor date, termograme executate de echipele de carotaj ale IFLGS. Măsurătorile de temperatură au fost efectuate cu ajutorul unor termometre construite pe principiul rezistenţei electrice, sensibile la variaţia temperaturii, montate într-o punte ; se înregistrează variaţiile tensiunii în diagonala punţii, variaţii proporţionale, în anumite condiţii, cu temperatura.

3. REZULTATELE OBŢINUTE

Cu concursul IFLGS şi al IGP, s-au ales pentru studiul de faţă forajele : 4016 Carei, 4141 Beudiu, 4135 Bistriţa, 4911 Ibăneşti şi 3855 Orşa, de la care au putut fi colectate carote pentru măsurarea conductivii tăţii termice şi pentru care existau termogramele necesare determinării-gradientului termic vertical.

Rezultatele obţinute sînt prezentate în figurile 2—6. Prima curbă, termograma, furnizează temperatura în funcţie de adîncime. Gradientul termic vertical, calculat pe porţiuni în care temperatura variază liniar cu adîncimea şi în funcţie de natura formaţiunilor străbătute de foraj, este reprezentat de a doua curbă (linia frîntă) ; tot aici sînt marcate şi valorile conductivităţii termice a rocilor, determinate în laborator. Fluxul termic rezultă ca produsul dintre conductivitatea termică şi gradientul de temperatură şi este reprezentat în ultimul grafic al fiecărei figuri (punctele — valori individuale ; linia verticală — valoarea medie).

În tabela 1 sînt sintetizate datele referitoare la cele cinci foraje studiate : adîncimea de la care s-au colectat carotele, conductivitatea termică a rocilor respective, gradientul termic vertical, fluxul termic şi fluxul termic mediu. Se menţionează de asemenea şi durata forării şi adîncimea finală a sondei. Se observă că valorile obţinute pentru fluxul termic sînt toate mai mici decît media mondială (1,5 μcal/cm^{2}s). Deşi era de prevăzut că pentru zona externă a Carpaţilor şi chiar pentru Bazinul Transilvaniei fluxul termic ar putea fi mai mic decît această medie, valorile din tabela 1 par totuşi prea mici.

O analiză a erorilor care afectează mărimile măsurate conduce la concluzia că acest fapt s-ar putea datora unor erori sistematice de măsură. Erorile care survin la măsurarea conductivităţii termice a rocilor au fost discutate într-o lucrare anterioară [4] ; ele sînt nesistematice şi nu depăşesc pentru majoritatea cazurilor 4 %. Din păcate, nu se poate spune acelaşi lucru despre erorile care afectează gradientul termic în cazul de faţă.

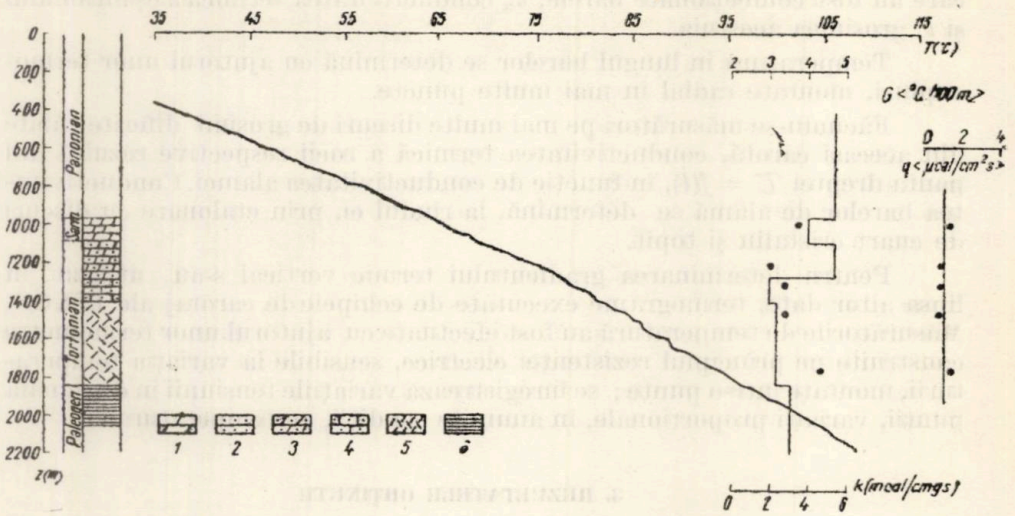


Fig. 2. — Temperatura, gradientul termic, conductivitatea termică și fluxul termic în forajul nr. 4 016 Carei :
1-marne ; *2*-gresii ; *3*-marne grezoase ; *4*-gresii calcaroase ; *5*-piroclastite andezitice ; *6*-argile.

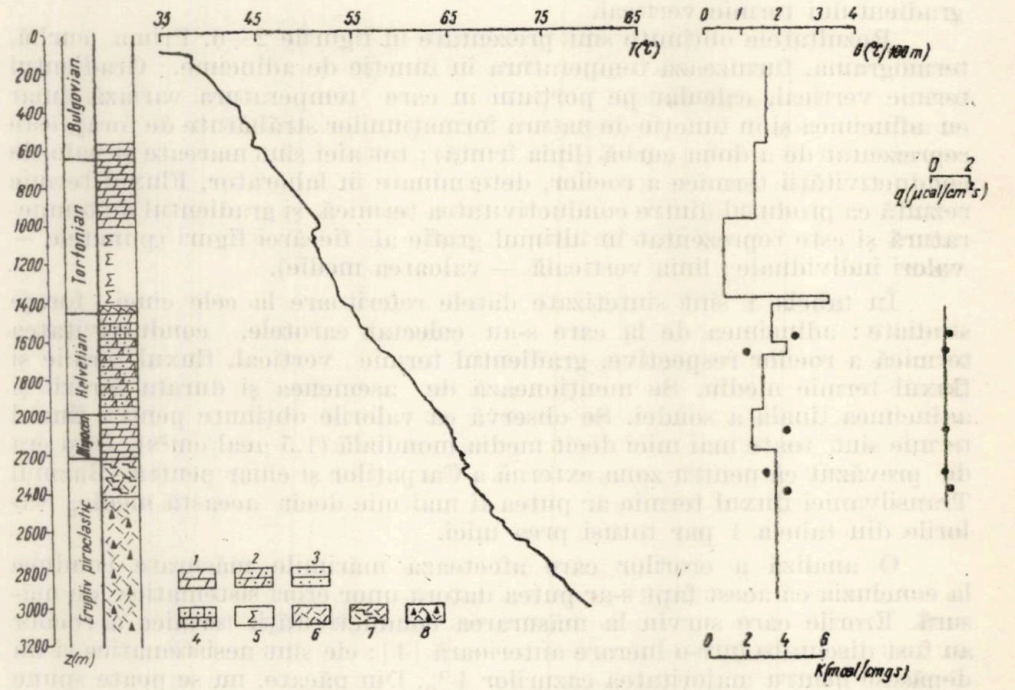


Fig. 3. — Temperatura, gradientul termic, conductivitatea termică și fluxul termic în forajul nr. 4 141 Beudiu : *1*-marne ; *2*-marne grezoase ; *3*-gresii ; *4*-gresii calcaroase ; *5*-sare ; *6*-tuf de Dej ; *7*-tuf dacitic ; *8*-aglomerat vulcanic.

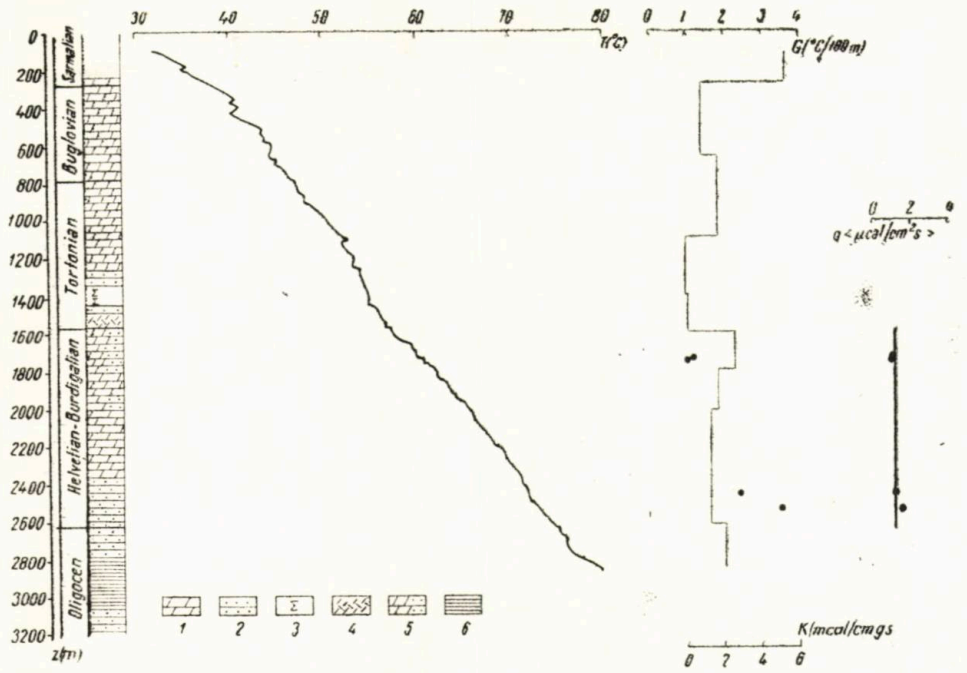


Fig. 4. — Temperatura, gradientul termic, conductivitatea termică şi fluxul termic în forajul nr. 4 135 Bistriţa : *1*-marne ; *2*-gresii ; *3*-sare ; *4*-tuf de Dej ; *5*-marne grezoase şi gresii marnoase ; *6*-argilă grezoasă.

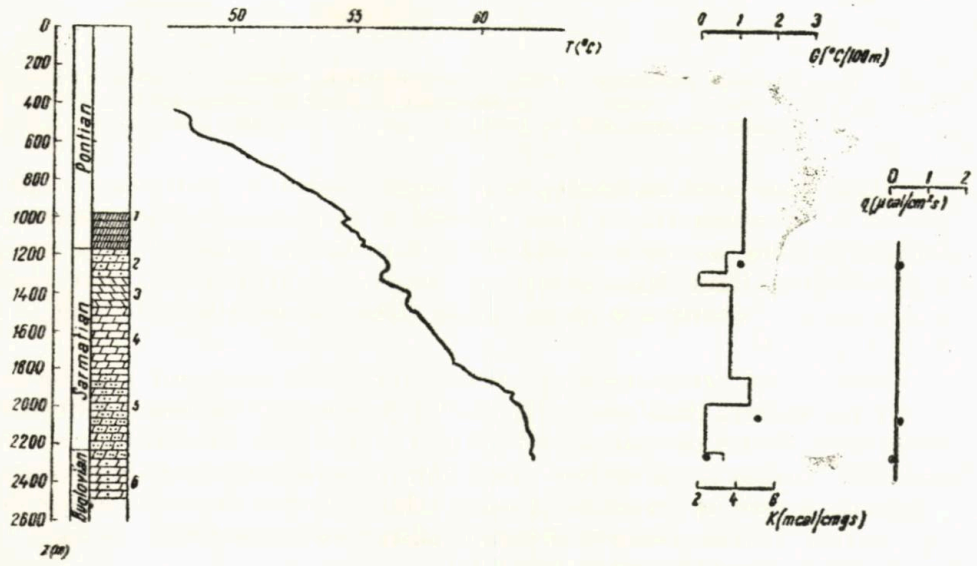


Fig. 5. — Temperatura, gradientul termic, conductivitatea termică şi fluxul termic în forajul nr. 4 911 Ibăneşti : *1*—alternanţă de nisipuri marnoase cu marne nisipoase ; *2* — marne grezoase cenuşii micacee ; 3 — conglomerate ; *4* — marne fin nisipoase ; *5* — marne grezoase cenuşii vineţii ; *6* — marne grezoase micacee negricioase.

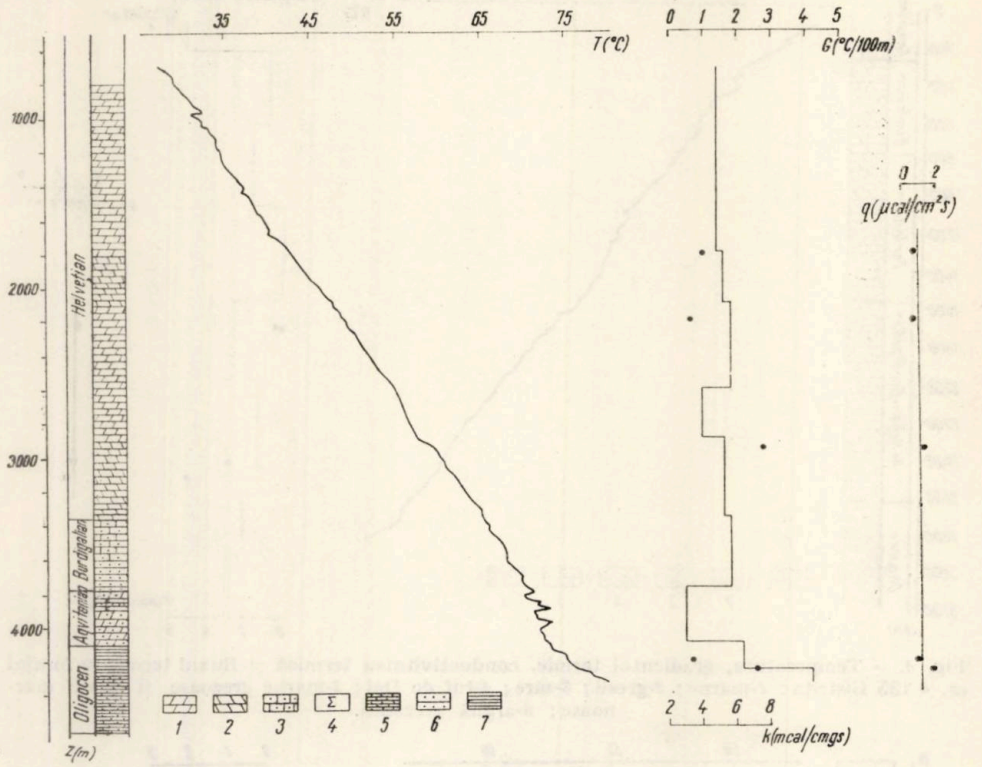


Fig. 6. — Temperatura, gradientul termic, conductivitatea termică şi fluxul termic în forajul nr. 3 855 Orşa : *1* — marne ; *2* — marno-argile şi gresii ; *3* — conglomerate ; *4* — sare ; *5* — argilite cu intercalaţii de gresii ; *6* — gresii ; *7* — argilite marnoase.

Este bine ştiut că forarea unei sonde perturbă puternic cîmpul natural de temperatură din zona respectivă, în special datorită acţiunii fluidului de foraj ca o sursă de căldură pe toată durata forajului. În general, un foraj trebuie lăsat fără circulaţie un timp de 2—20 de ori mai mare decît durata forării, pentru a se putea obţine valori neperturbate ale temperaturii [5] — [8].

Gradientul termic revine la valoarea iniţială de cîteva ori mai repede decît temperatura, fiind mai puţin afectat de operaţia de forare. El poate totuşi diferi destul de mult de cel natural atunci cînd temperatura a fost măsurată imediat după oprirea forajului. Această eroare are un caracter sistematic şi este de presupus că joacă rolul hotărîtor în cazul datelor de faţă, întrucît la toate sondele discutate măsurarea temperaturii s-a făcut la numai două zile după oprirea forajului.

Datele din literatură [9], [10] şi calcule proprii pe modele indică corecţii de ordinul + 40—50 % pentru gradientul termic determinat în condiţii similare, ceea ce ar mări simţitor valorile găsite pentru fluxul

Tabela 1

Forajul	z m	G °C/100 m	k mcal/°C cms	q $\bar{q}$ μ cal/cm² s	
Carei	1005	4,00	3,53	1,41	
9 luni	1213	4,70	2,06	0,97	
3 066 m	1321	3,00	2,80	0,84	1,12
	1466	3,19	2,84	0,91	
	1765	3,19	4,64	1,48	
Beudiu	1612	1,75	4,70	0,82	
19 luni	1694	2,83	2,04	0,58	
3 502 m	2106	1,18	4,21	0,50	0,64
	2327	1,82	3,03	0,55	
	2409	1,82	4,19	0,76	
Bistrița	1743	2,31	4,40	1,02	
20,9 luni	1751	2,31	4,05	0,94	
3 209 m	2453	1,64	6,87	1,13	1,16
	2543	1,64	9,12	1,50	
Ihănești	1210	0,53	4,09	0,22	
16,3 luni	2036	0,53	5,04	0,27	0,22
3 029 m	2237	0,67	2,51	0,17	
Oțșa	1803	1,60	4,01	0,64	
28,9 luni	2201	1,85	3,32	0,61	
4 625 m	2960	1,65	7,60	1,25	0,96
	4209	2,19	3,37	0,74	
	4256	2,19	7,22	1,58	

termic în cazurile discutate. Dăm ca exemplu calculele făcute pentru următorul model de foraj : se forează o sondă de 4 000 m adîncime cu o viteză uniformă de 300 m/lună într-un mediu omogen de difuzivitate 0,01 cm²/s. S-au luat în considerație două temperaturi ale fluidului de foraj : 15 și 45°C. Dreapta din figura 7 redă distribuția presupusă a temperaturilor înainte de forarea sondei (G_n = 3°C/100 m), iar curbele marcate cu *a*, *b*, *c* temperaturile care s-ar înregistra la 2, 20 și, respectiv, 200 de zile după oprirea circulației, calculate conform formulei lui Kutasov [10] :

$$\frac{T_n - T}{T_n - T_f} = \frac{-Ei(-At_1/t_2) - \ln(t_2/t_1) + B}{\ln(\alpha t_1/r_0^2) + C}, \tag{3}$$

unde

$$-Ei(-u) = \int_u^\infty (e^{-u}/u)\, du,$$

iar T_n este temperatura la adîncimea z înainte de forare, T_f temperatura fluidului de foraj, T temperatura măsurată la adîncimea z, t_1 timpul de circulație la adîncimea z, t_2 timpul scurs între oprirea circulației și măsurarea temperaturii, α difuzivitatea mediului, r_0 raza forajului și A, B, C constante date.

Gradientul termic determinat pentru intervalul de adîncime 2 000 — — 3 000 m este 44 % (t_2 = 2 zile), 80 % (t_2 = 20 de zile) și 102 % (t_2 = 200 de zile) din cel existent înaintea forării sondei. Corecția care trebuie aplicată gradientului termic este imposibil de calculat pentru cele cinci foraje prezentate, datorită lipsei unor date asupra temperaturii și proprie-

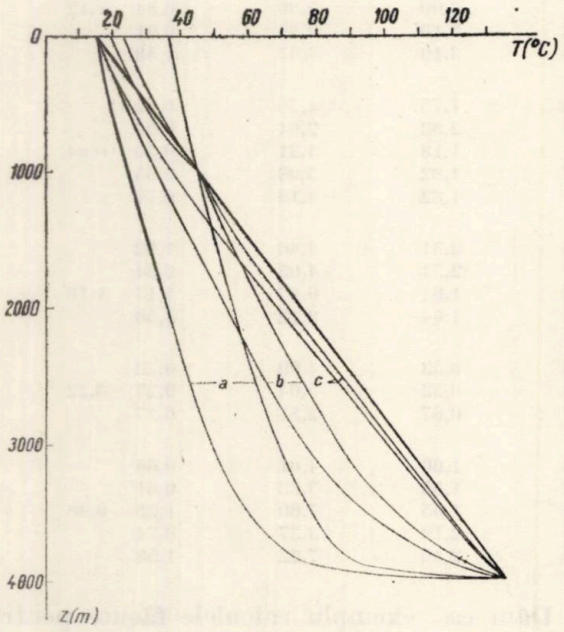


Fig. 7. — Distribuția temperaturii în funcție de adîncime și timp într-un foraj ipotetic: *a*, *b*, *c* — temperatura măsurată la 2, 20 și, respectiv, 200 de zile după terminarea forajului; *d* — temperatura înainte de forarea sondei.

tăților fizico-chimice ale fluidului de foraj, precum și datorită lipsei unor măsurători ulterioare de temperatură.

Cele spuse pînă acum, la care se adaugă și observația că măsurarea temperaturii în cadrul carotajului termic se face în regim dinamic și în condițiile unor etalonări puțin precise, lasă foarte puține șanse celor care încearcă să utilizeze astfel de date în vederea determinării fluxului termic.

Considerațiile de mai sus fac ca valorile obținute pentru fluxul termic în cadrul studiului de față să nu poată fi privite decît ca valori preliminare, avînd un caracter cu totul informativ.

Singura soluție pentru obținerea unor valori corecte pentru fluxul termic, soluție pe care o vom avea în vedere în lucrările viitoare, o constituie dublarea măsurătorilor de conductivitate termică cu determinări proprii de temperatură făcute în condițiile impuse de acest gen de studii: utilizarea unor termometre cu sensibilitate ridicată precis etalonate, măsurarea repetată a temperaturii în sonde care au stat suficient în repaus etc. Din păcate, problema este mult îngreuiată de regulamentele actuale, care prevăd astuparea cu ciment a forajelor îndată după terminarea lor.

Primit la redacție la 28 noiembrie 1972

PRELIMINARY VALUES OF THE HEAT FLOW IN TRANSYLVANIA

(Abstract)

Preliminary results concerning some heat flow determinations for the Romanian territory are presented. A divided bar apparatus was used for measuring the thermal conductivity of rocks; the thermal gradient was derived from available thermal logging records. The accuracy of these is discussed, leading to the conclusion that the obtained thermal gradient and heat flow values might be affected by systematic errors of about — 40—50 % due to temperature measuring too soon after drilling.

BIBLIOGRAFIE

1. G. Facca, *General Report on the Status of World Geothermal Development*, United Nations Symposium on the Development and Utilization of Geothermal Resources, Pisa, 1970.
2. V. Negoiță, *Étude sur la distribution des températures en Roumanie*, Rev. Roum. Géol., Géophys. et Géogr., Série de Géophysique, **14**, *1*, 25—30 (1970).
3. A. E. Beck, *A Steady State Method for the Rapid Measurement of the Thermal Conductivity of Rocks*, J. Sci. Instr., **34**, *5*, 186—190 (1957).
4. C. Demetrescu, *Conductivitatea termică a unor roci din R. S. România*, Stud. tehn. econ. S. D. (Prosp. Geofiz.) (în curs de publicare).
5. J. C. Jaeger, *Numerical Values for the Temperature in Radial Heat Flow*, J. Math. Phys., **34**, *4*, 316—322 (1956).
6. A. H. Lachenbruch, M. C. Brewer, *Dissipation of the Temperature Effect of Drilling a Well in Arctic Alaska*, Geological Survey Bulletin, *1083—C*, 73—109 (1959).
7. J. C. Jaeger, *The Effect of the Drilling Fluid on Temperatures Measured in Bore Holes*, J. Geophys. Res., **66**, *2*, 563—570 (1961).
8. I. M. Kutasov, E. A. Lubimova, F. V. Firsov, *Skorost vosstanovlenia temperaturnovo polia v skvajinah Kolscovo Poluostrova*, în *Problemî glubinnogo teplovogo potoka*, Moskva, Izd. „Nauka", 1966, p. 74—87.
9. V. Čermák, M. Krešl, I. Veselý, *Experimental Determination of the Coefficient of Heat Transfer During Hole Boring and the Re-establishement of the Temperature Field Equilibrium*, Earth Planet. Sci. Letters, **5**, *3*, 153—158 (1968).
10. I. M. Kutasov, *Opredelenie temperaturî gornîh porod pri nedostatocinoi vîstoike ckvajinî*, Razvedka i ohrana nedr., *2*, 32—36 (1971).

CONTRIBUȚII LA METODELE DE INTERPRETARE PE BAZA ANALIZEI ARMONICE A PROSPECȚIUNILOR GRAVIMETRICE ȘI MAGNETICE *

DE

D. MILCOVEANU

Institutul de subingineri Hunedoara

Printre numeroasele metode și tehnici utilizate pentru interpretarea prospecțiunilor gravimetrice și magnetice se numără și metoda modelelor echivalente. Această metodă constă în a imagina inițial forme de structuri reprezentate prin diferite modele echivalente, a determina prin calcul mărimile uzuale gravimetrice , de exemplu g, g_z, g_{zz} și g_x, magnetice, de exemplu Z, Z_z, H și T, și a trasa pentru un sistem convenabil de coordonate aceste curbe teoretice. Se ajunge astfel la observații geometrice și analitice privind maximele sau valorile extreme, punctele de intersecție cu axele, raportul ordonatelor și al absciselor etc. În anumite cazuri se pot lega de aceste puncte remarcabile informații privind adîncimea sau alte caracteristici ale modelului și implicit informații asupra structurii geologice explorate.

Primul model echivalent construit și calculat pentru gravimetrie a fost treapta înclinată bidimensională (H. Holst, Zeits. für Geoph., I, p. 228, 1925), prima interpretare efectuată pe baza unui model echivalent a fost calculul adîncimii centrului unei sfere (O. Meisser, Zeits für Geoph., I, p. 32, 1925), iar în magnetometrie au fost modelele echivalente dom vertical și falia dreaptă bidimensională (H. Haalck, Zeits für Geoph., II, p. 1, 1926). A urmat publicarea unei vaste literaturi privind alte modele echivalente și tehnici de interpretare bazate pe acestea.

Interpretarea prospecțiunilor gravimetrice și magnetice pe baza modelelor echivalente sau a altor tehnici devine o operație foarte dificilă atunci cînd rezultatul măsurătorilor are un aspect complicat, deoarece trebuie să se asigure extragerea din ansamblul datelor observate a informațiilor care interesează procesul de interpretare.

Într-adevăr, s-a constatat din practică că diferitele metode, grafice și analitice, care se utilizează în prezent pentru interpretarea ano-

---

* Referat prezentat la al VII-lea Simpozion de prospecțiuni geofizice și fizica scoarței globului, București, iulie 1972.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 11, NR. 1, P. 23–34, BUCUREȘTI, 1973

maliilor gravimetrice şi magnetice folosesc de cele mai multe ori partea nesemnificativă a informaţiei utile conţinute în anomalie, cele utile rămînînd neidentificate.

În scopul separării informaţiilor utile din ansamblul datelor de care se dispune pentru efectuarea unei interpretări, în 1954 s-a propus (C. A. Swartz, Geophysisc, 19, nr. 1, 1954) utilizarea aparatului matematic al analizei armonice, utilizată în mod curent şi în principal pentru studiul comunicaţiilor, în automatică etc. pentru interpretarea prospecţiunilor gravimetrice şi magnetice. În primul caz, frecvenţele sînt măsurate în cicli pe unitatea de timp (secunda), iar în cel de-al doilea în cicli pe unitatea de spaţiu (kilometrul).

Prin aplicarea acestui aparat matematic, respectiv transformata Fourier, a ieşit în evidenţă că anumite caracteristici legate de modelul ales şi care nu sînt evidente pe anomalia reprezentată clasic devin evidente în imaginea spectrală a acesteia, fapt legat, după cum se ştie, de proprietăţile transformatei Fourier. Devine astfel posibil ca, prin simpla comparare sau corelarea încrucişată a profilului sau a hărţii spectrale relative la modelul echivalent ales cu profilul sau harta spectrală obţinută pe baza prelucrării datelor de teren, pe de o parte să se aleagă modelul cel mai indicat şi, pe de altă parte, pe baza unor puncte remarcabile foarte uşor de identificat, să se calculeze cu suficientă precizie valorile diferiţilor parametri relativi la modelul ales şi implicit la structura geologică studiată.

Primele modele echivalente construite şi calculate pentru gravimetrie şi magnetometrie, precum şi primele tehnici de interpretare bazate pe acestea, au fost realizate în 1961 de G. Troscov [5]. A urmat publicarea unei importante literaturi privind variate modele echivalente şi tehnici de interpretare bazate pe acestea. Bibliografia pe care o prezentăm se referă la acest aspect al problemei interpretării prospecţiunilor gravimetrice şi magnetice.

În acest consens prezentăm un studiu privind analiza armonică (Fourier) a modelului bidimensional, avînd ca secţiune suprafaţa închisă de un arc de cerc şi de o coardă orizontală în variantele anticlinal şi sinclinal, conform figurii 1 *a*, *b* şi *c*. Acest model a fost prezentat în 1970 (D. Milco-

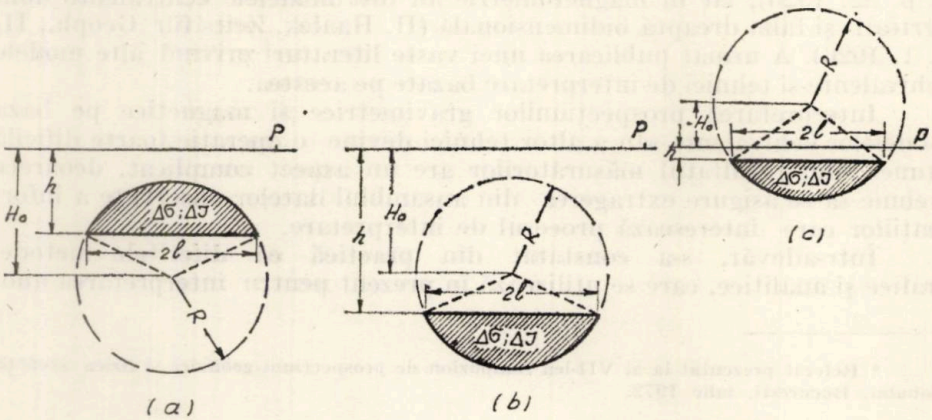


Fig. 1. — Model pentru anticlinal. (*a*); Model pentru sinclinal. (*b*, *c*).

veanu, Geophysics, 35, nr. 1, p. 66, 1970), cînd au fost stabilite formulele pentru calculul mărimilor gravimetrice g, g_z, g_{zz}, g_x și magnetice Z și H.

În acest studiu sînt stabilite formulele pentru calculul mărimilor spectrale relative la gravimetrie și la magnetometrie : spectrele de putere P_g, P_{gz}, P_{gx} și P_{gzz}, respectiv P_z, P_H și P_{zz} precum și spectrele de fază corespunzătoare.

La calculul mărimilor spectrale magnetice s-a ținut seama de orientarea profilului față de nordul magnetic, adică unghiul ε, precum și de înclinarea cîmpului magnetic terestru, adică unghiul I_0, conform figurii 2.

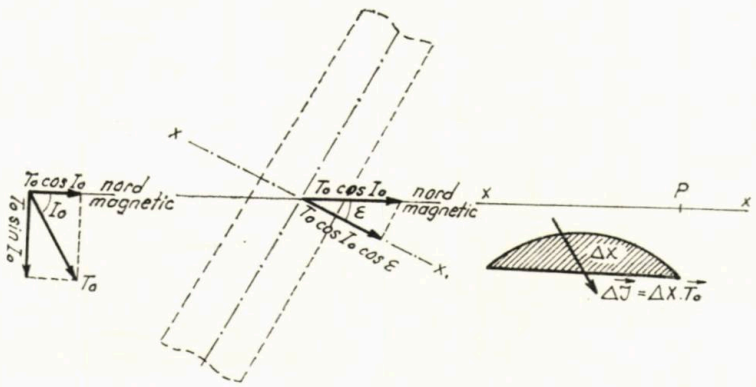


Fig. 2. — Orientarea profilului de măsurare.

În tabela 1 sînt prezentate expresiile spectrelor puterii și valorile fazelor corespunzătoare pentru mărimile geofizice menționate. În aceste formule, K reprezintă constanța atracției universale, $\Delta\sigma$ contrastul de densitate, $\Delta I = \Delta\chi \cdot T_0$ intensitatea de magnetizare cu $\Delta\chi$ contrast de susceptibilitate magnetică și T_0 intensitatea totală a cîmpului magnetic terestru.

În diagramele I — III sînt prezentate spectrele de putere ale gravitației și gradientului vertical al gravitației, relative la cîteva modele de tipul studiat.

Constatăm caracterul remarcabil al acestor diagrame în comparație cu reprezentarea clasică a anomaliilor legate de aceste modele. Într-adevăr, este vorba de niște funcții periodice limitate de niște funcții exponențiale, ceea ce reiese dealtfel și din structura formulelor prezentate în tabela 1. Se verifică astfel proprietatea transformatei Fourier de a grupa sub o formă elastică termenii funcționali care conțin parametrii caracteristici modelului.

Să prezentăm în continuare considerații privind tehnica de interpretare bazată pe utilizarea modelului echivalent bidimensional are de cerc limitat de o coardă orizontală.

Considerînd exemplificările din diagramele I — III, constatăm prin analogie că expresiile analitice care le generează și care sînt conținute în tabela 1 reprezintă niște oscilații pseudoperiodice, a căror descriere

Tabela 1

Nr. crt.	Mărimea geofizică	Spectrul puterii	Faza
1.	Gravitatea, g	$P_g(\omega)=4K^2\Delta\sigma^2\frac{\pi^2R^4}{H_0^2}e^{-2h\omega}[A(\omega)\sin(l\omega)-B(\omega)\cos(l\omega)]^2$	$\varphi_g=0;\pi$
2.	Gradientul vertical al gravitaţiei, g_z	$P_{g_z}(\omega)=4K^2\Delta\sigma^2\frac{\pi^2R^4}{H_0^4}e^{-2h\omega}[C(\omega)\sin(l\omega)-D(\omega)\cos(l\omega)]^2$	$\varphi_{g_z}=0;\pi$
3.	Derivata a doua după verticală a gravitaţiei, g_{zz}	$P_{g_{zz}}(\omega)=4K^2\Delta\sigma^2\frac{\pi^2R^4}{H_0^6}e^{-2h\omega}[E(\omega)\sin(l\omega)-F(\omega)\cos(l\omega)]^2$	$\varphi_{g_{zz}}=0;\pi$
4.	Componenta verticală a cîmpului magnetic, Z	$P_z(\omega)=4A_0^2\Delta I^2\cdot\frac{\pi^2R^4}{H_0^4}e^{-2h\omega}[C(\omega)\sin(l\omega)-D(\omega)\cos(l\omega)]^2$	$\varphi_z=\cos\varepsilon\cdot\operatorname{cotg}I_0$
5.	Gradientul vertical al componentei verticale a cîmpului magnetic, Z_z	$P_{z_z}(\omega)=4A_0^2\Delta I^2\frac{\pi^2R^4}{H_0^6}e^{-2h\omega}[E(\omega)\sin(l\omega)-F(\omega)\cos(l\omega)]^2$	$\varphi_{z_z}=\cos\varepsilon\cdot\operatorname{cotg}I_0$
6.	Gradientul orizontal al gravitaţiei, g_x	$P_{g_x}(\omega)\equiv P_{g_z}(\omega)$	$\varphi_{g_x}=\frac{\pi}{2}$
7.	Componenta orizontală a cîmpului magnetic, H	$P_H(\omega)\equiv P_Z(\omega)$	$\varphi_H=-\frac{1}{\cos\varepsilon}\operatorname{tg}I_0$

Notaţii:

$$A(\omega)=4\frac{1}{H_0^2}\cdot\frac{1}{\omega^3}+\left(2\frac{1}{H_0}+4\frac{h}{H_0^2}-\frac{H_0}{R^2}\right)\frac{1}{\omega^2}+\left(2\frac{h}{H_0}+\frac{hH_0}{R^2}-\frac{H_0^2}{R^2}-\frac{l^2-h^2}{H_0^2}+1\right)\frac{1}{\omega};\quad B(\omega)=2l\left[\frac{1}{H_0^2}\cdot\frac{1}{\omega^2}-\left(\frac{H_0}{R^2}-\frac{h}{H_0^2}-\frac{1}{2H_0}\right)\frac{1}{\omega}\right];$$

$$C(\omega)=6\frac{1}{H_0^2}\cdot\frac{1}{\omega^3}+2\left(3\frac{h}{H_0^2}+\frac{1}{H_0}\right)\frac{1}{\omega^2}+\left(2\frac{h}{H_0}-\frac{H_0^2}{R^2}-3\frac{l^2-h^2}{H_0^2}+1\right)\frac{1}{\omega};\quad D(\omega)=2l\left[3\frac{1}{H_0^2}\cdot\frac{1}{\omega^2}+\left(3\frac{h}{H_0^2}+\frac{1}{H_0}\right)\frac{1}{\omega}\right];$$

$$E(\omega)=24\frac{1}{H_0^2}\cdot\frac{1}{\omega^3}+6\left(4\frac{h}{H_0^2}+\frac{1}{H_0}\right)\frac{1}{\omega^2}+\left(6\frac{h}{H_0}-12\frac{l^2-h^2}{H_0^2}+1\right)\frac{1}{\omega}+\left(\frac{h^2H_0}{R^2}+2\frac{H_0^3}{R^2}-4\frac{hl^2}{H_0^2}+6\frac{h^3}{H_0^2}+2\frac{hH_0^2}{R^2}-2\frac{hl^2}{R^2}+4h\right)+$$

$$+\frac{lhH_0}{R^2}(l-h)\cdot\omega;\qquad F(\omega)=2l\left[12\frac{1}{H_0^2}\cdot\frac{1}{\omega^2}+3\left(4\frac{h}{H_0^2}+\frac{1}{H_0}\right)\frac{1}{\omega}+\left(\frac{hH_0}{R^2}+3\frac{h^2}{R^2}\right)-\frac{h^2H_0}{R^2}\omega\right];$$

$$A_0^2=\sin^2I_0+\cos^2I_0\cdot\cos^2\varepsilon\ \text{(conf. fig. 2).}$$

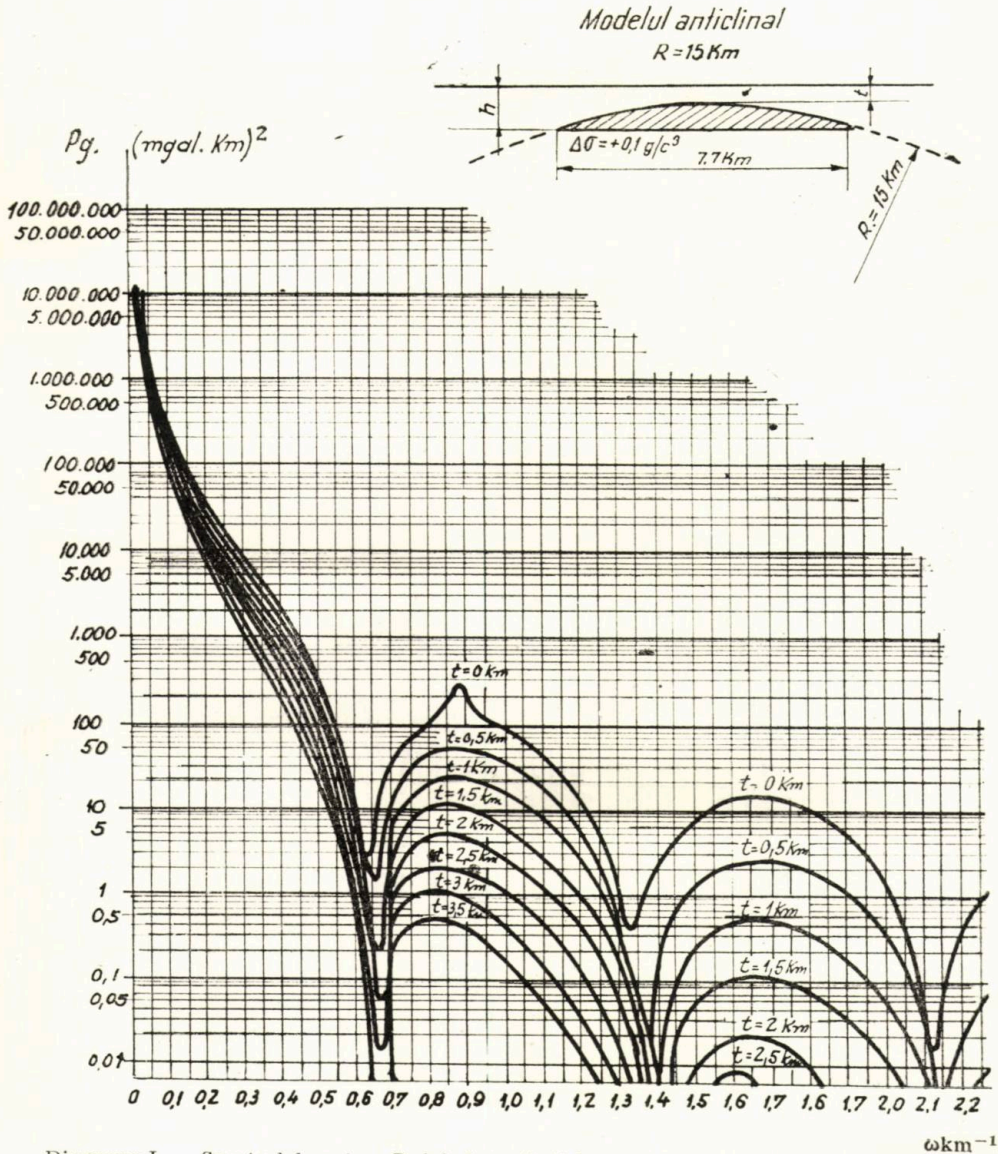


Diagrama I. — Spectrul de putere P_g (ω) al gravitației pentru modelul anticlinal (R=15 km), plasat la diferite adîncimi t km .

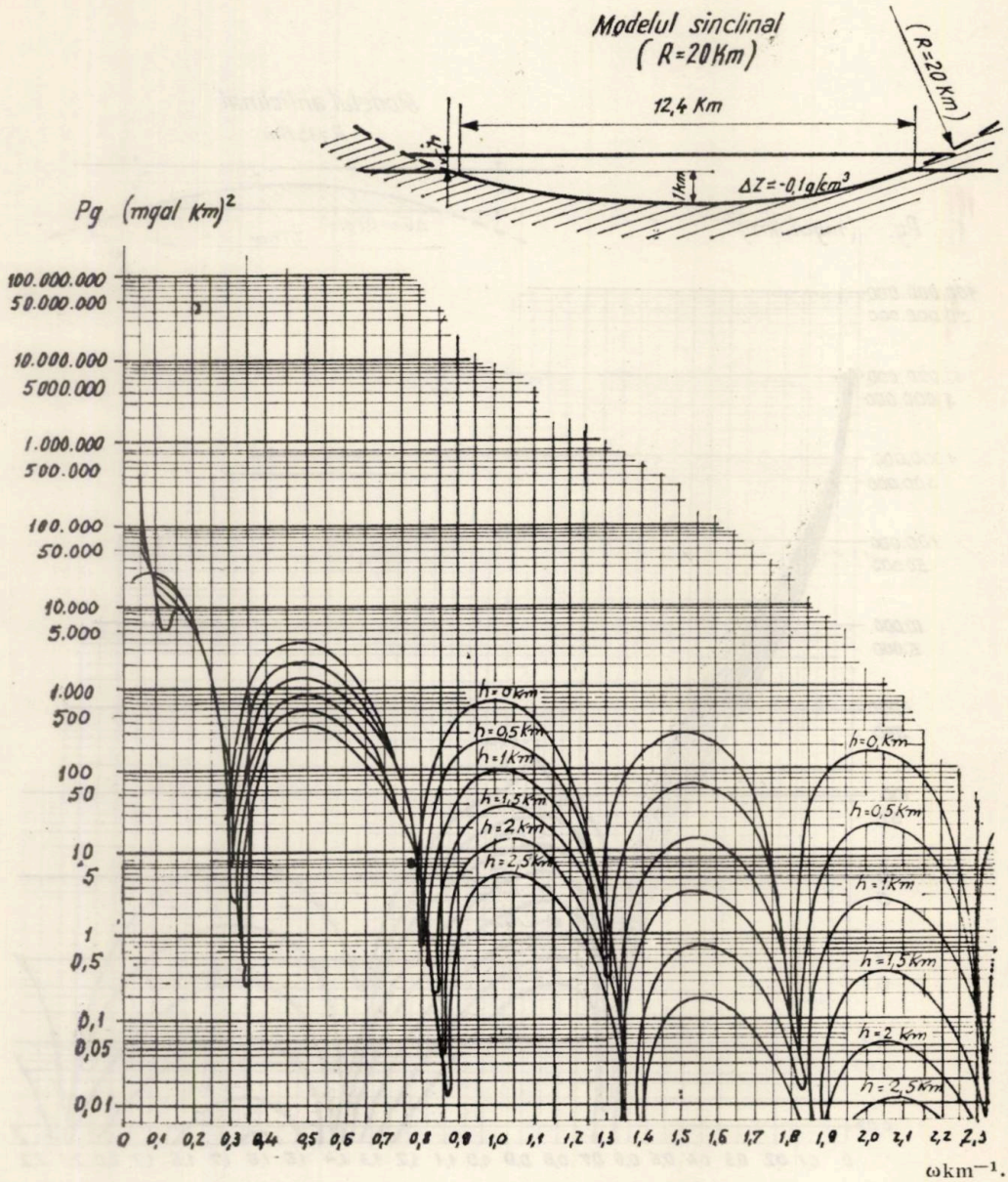


Diagrama II. — Spectrul de putere $P_g(\omega)$ al gravitației pentru modelul sinclinal ($R=20$ km), plasat la diferite adîncimi h km.

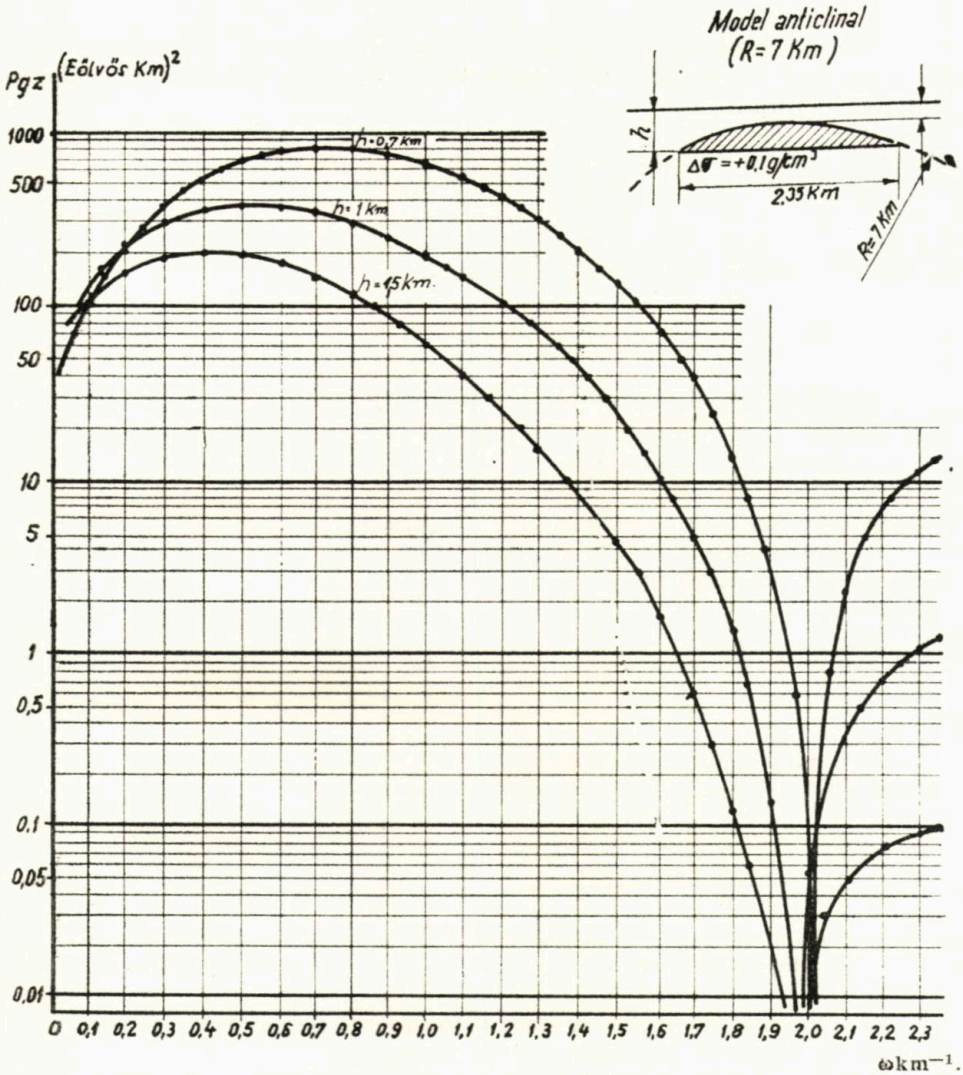


Diagrama III. — Spectrul de putere $P_{\upsilon_z}(\omega)$ al gradientului vertical al gravitației pentru modelul anticlinal ($R=7$ km), plasat la diferite adîncimi h km.

grafică este dată principial pentru funcţia $P_{g_z}(\omega)$ în figura 3. Cu alte cuvinte, este vorba de o funcţie periodică limitată de funcţia exponenţială

$$y = 4\pi^2 K^2 \Delta\sigma^2 \frac{R^4}{H_0^4} e^{-2h\omega}.$$

Tratînd grafoanalitic această exponenţială, putem să obţinem informaţii privind modelul echivalent ales şi implicit structura geologică studiată. Notăm :

$$y_0 = 4\pi^2 K^2 \Delta\sigma^2 \frac{R^4}{H_0^4},$$

şi atunci trebuie studiată exponenţiala

$$y = y_0 e^{-2h\omega}.$$

Logaritmăm şi reprezentăm grafic expresia

$$\ln y = -2h\omega + \ln y_0,$$

obţinîndu-se dreapta reprezentată în figura 4.

În continuare, tratarea grafoanalitică a acestei drepte ne conduce la următoarele informaţii :

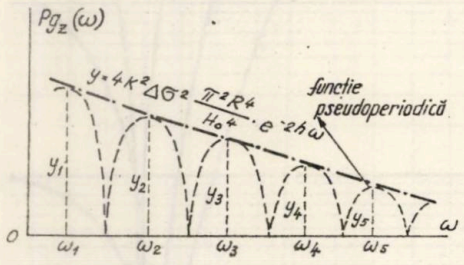


Fig. 3. — Spectrul de putere al gradientului vertical al gravitaţiei.

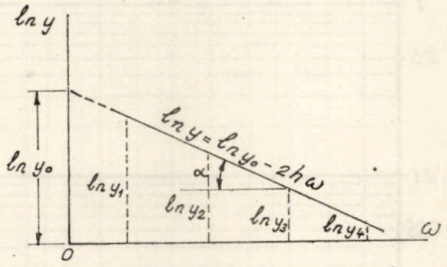


Fig. 4. — Reprezentarea funcţiei $\ln y = \ln y_0 - 2h\omega$.

— valoarea unghiului α, măsurată efectiv pe graficul construit, ne conduce la valoarea parametrului h, adică

$$h = \frac{1}{2} \operatorname{tg} \alpha; \qquad (1)$$

— valoarea ordonatei la origine $\ln y_0 = a$, măsurată efectiv pe acelaşi grafic, ne conduce la valoarea raportului R^4/H_0^4, adică

$$\frac{R^4}{H_0^4} = \frac{e^a}{4\pi^2 K^2 \Delta \sigma^2} = c^4.$$

Pe baza informațiilor geologice privind înclinarea stratelor, se poate stabili printr-o construcție grafică valoarea cea mai probabilă a razei de curbură R. În acest caz, pe baza relației de mai sus, se poate determina valoarea adîncimii centrului, adică parametrul H_0:

$$H_0 = \frac{1}{c} R. \tag{2}$$

Pentru a extrage și alte informații privind modelul echivalent ales și implicit structura geologică studiată, să considerăm aspectul periodic din diagramele I— III. Într-adevăr, caracterul de periodicitate este pregnant, ceea ce ne permite să luăm în considerație anumite aproximații.

Să considerăm pentru exemplificare funcția spectrală $P_{g_z}(\omega)$, a cărei expresie este dată în tabela 1. Dacă structura are o curbură foarte mare și este amplasată în apropiere de suprafață, pentru modelul echivalent adoptat se poate considera că R și H_0 au valori foarte mari. În acest caz și pentru valori $\omega > 1$ se pot lua în considerație următoarele aproximații:

$$\frac{1}{H_0^2} \simeq 0\,;\ \frac{1}{H_0^2}\cdot\frac{1}{\omega^3} \simeq 0\,;\ \frac{1}{H_0}\cdot\frac{1}{\omega^2} \simeq 0\,;\ \frac{1}{R^2} \simeq 0 \text{ și } H_0 \simeq R.$$

Funcția spectrală va căpăta atunci următoarea exprimare:

$$P_{g_z}(\omega) = 16\ \pi^2 K^2 \Delta\sigma^2\ \frac{R^4}{H_0^6}\cdot\frac{1}{\omega^2}\ e^{-2h\omega}[h \sin(l\omega) - l\cos(l\omega)]^2.$$

Să formăm expresia $\omega^2 P_{g_z}(\omega)$, ceea ce nu schimbă cu nimic sensul fizic al expresiei, ci numai diagrama de bază pe care se efectuează interpretarea, și să introducem în locul parametrilor h și l două noi variabile:

$$h = b\cos\theta \text{ și } l = b\sin\theta.$$

Se obține atunci expresia

$$\omega^2 P_{g_z}(\omega) = 16\pi^2 K^2\Delta\ \sigma^2 \frac{R^4}{H_0^6} b^2\, e^{-2h\omega}\ \sin^2(l\omega - \theta)$$

sau, trecînd la exprimarea în cosinus,

$$\omega^2 P_{g_z}(\omega) = 8\pi^2 K^2 \Delta\,\sigma^2 \frac{R^4}{H_0^6}\, b^2\, e^{-2h\omega}\ [1 - \cos(2l\omega - 2\theta)].$$

Această funcţie este reprezentată principial în graficul din fig. 5. Cum termenul din paranteză variază periodic cu variabila ω, mărimea Ω, reprezentată în figura 5 şi pe care o vom denumi prin analogie perioada oscilaţiei funcţiei, reprezintă intervalul după care funcţia îşi recapătă valoarea iniţială, adică

$$\cos\ (2l\,\omega - 2\theta) = \cos\ [2l(\omega + n\,\Omega) - 2\theta],$$

în care $n = 1, 2, 3, \ldots$

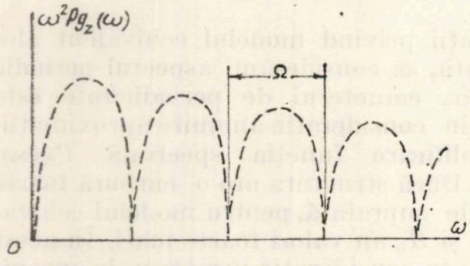


Fig. 5. — Reprezentarea funcţiei $\omega^2\ P_{g_z}(\omega)$.

Pentru ca această egalitate să subziste este necesar ca să fie satisfăcută următoarea egalitate :

$$2l\,n\,\Omega = 2\,n\pi,$$

de unde

$$l = \frac{\pi}{\Omega}\ ; \qquad (3)$$

Prin urmare periodicitatea care apare în astfel de curbe spectrale devine o sursă de informaţii deosebit de interesantă pentru conducerea interpretării, şi anume conduce la valoarea parametrului $2l$ relativ la model şi implicit la structura geologică studiată.

Calcule similare pot fi efectuate şi pentru celelalte funcţii spectrale conţinute în tabela 1.

Recapitulînd cele expuse, vom preciza că cele două caracteristici foarte clare pentru curbele spectrale calculate, şi anume amortizarea amplitudinilor şi periodicitatea, ne conduc (relaţiile (1) şi (3)) la valorile parametrilor h şi $2l$ relativi la modelul echivalent ales şi implicit la structura geologică studiată. Adoptarea unei anumite valori pentru raza de curbură R conduce (relaţia (2)) la valoarea parametrului H_0 relativ la acelaşi model.

În sfîrşit, vom menţiona că valoarea contrastului de densitate sau a contrastului de susceptibilitate magnetică nu influenţează valorile deduse.

Cunoscînd acești parametri, adică h, $2l$, H_0 și R, se poate construi geometric, conform figurii 1, modelul respectiv, de unde calea deschisă pentru interpretări geologice-structurale.

Ansamblul rezultatelor obținute pe baza acestui model și a tehnicii de interpretare prezentate poate ajuta la orientarea programelor de explorări seismice și participă în mod nemijlocit la organizarea judicioasă a unei campanii de foraje.

Primit la redacție la 18 iulie 1972

BEITRÄGE ZU DEN INTERPRETATIONSMETHODEN AUF GRUND DER HARMONISCHEN ANALYSE DER GRAVIMETRISCHEN UND MAGNETISCHEN SCHÜRFUNGEN

(Zusammenfassung)

Der Verfasser gibt mehrere Beispiele von Spektralkurven welche mit den aus Geländemessungen bestimmten Kurven direkt verglichen werden können.

Es wird eine Interpretationsmethode gegeben, mit deren Hilfe man die Werte der Parameter, welche die gravimetrisch oder magnetisch erforschte geologische Struktur charakterisieren, bestimmen kann.

BIBLIOGRAFIE

1. C. A. Swartz, *Some geometrical properties of residual maps*, Geophysics, **19**, *1* (1954).
2. W. C. Dean, *Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation*, Geophysics, **23**, *1* (1958).
3. C. W. Horton ș. a., *A statistical analysis of some aeromagnetic maps from the northwestern canadian schield*, Geophysics, **29**, *4* (1964).
4. N. S. Neidell, *Spectral studies of marine geophysical profiles*, Geophysics **31**, *1* (1966).
5. G. Troscov, *Primenenie preobrajenii Furiera pri reșenii obratnoi problemt magnitnîh i gravimetriceskih razvedok*, Prikladnaia geofizika, **30**, 162 (1961).
6. K. V. Gladki, *Razdelenie sumarnîh gravitaționîh polei kak proțes ceastotnoi filtrații*, Prikladnaia geofizika, **25**, 114 (1960).
7. B. K. Bhattacharyya, *Magnetic anomalies due to prismshaped bodies with arbitrary polarization*, Geophysics, **29**, *4* (1964).
8. A. Spector, B. K. Bhattacharyya, *Energy density spectrum and autocorelation function of anomalies due to simple magnetic models*, Geophysical Prospecting, **14**, *242* (1966).
9. M. Odegard, I. Berg, *Gravity interpretation using the Fourier integral*, Geophysics, **30**, *3* (1965).
10. C. A. Soloviov, V. C. Romanov, *Nekotorie voprost ciastotnogo analiza magnetnîh i gravimetriceskîh anomalii v elektronnîh țifriceskîh mașinah*, Akademia, Nauk SSSR, Sibirskoe otdelenie, Sbornik geofiziki, Novosibirsk, t. **21**, *4* (1963).
11. B. K. Bhattacharyya, *Continuous spectrum of the total magnetic field anomaly due to a rectangular prismatic body*, Geophysics, **31**, *1* (1966).
12. B. Sharma, L. P. Geldard, *Analysis of Gravity anomalies of two-dimensional faults using Fourier transforms*, Geophysical Prospecting, **16**, 77 (1968).

13. P. S. Naidu, *Spectrum of the potential field due to randolmy distribued sources*, Geophysics,**33**, 337 (1968).
14. A. Spector, F. S. Grand, *Statistical modeles for interpreting aeromagnetic data*, Geophysics, **35**, *2* (1970).
15. D. Milcoveanu, *Expresiile mărimilor spectrale relative la modelele utilizate în interpretarea gravimetrică*, St. cerc. geol. geogr. geofiz., seria Geofiz., **9**, *1*, p. 39—71 (1970).
16. — *Expresiile mărimilor spectrale relative la modelele utilizate în interpretarea magnetometrică*, St. cerc. geol. geogr. geofiz., seria Geofiz., **9**, *2*, p. 297—322 (1971).
17. — *Contribuții la interpretarea explorărilor gravimetrice pe baza analizei de frecvență*, Rev. petrol și gaze, *5*, 269—277 (1971).
18. — *Beiträge zur Auswertung gravimetrischer Messungen mit Hilfe Frequenzanalyse*, Zeiteschrift für angewandte Geologie, **18**, *1*, 25—33 (1972).
19. P. S. Naidu, *Statistical structure of aeromagnetic filed*, Geophysics, **35**, *2* (1970).

CERCETĂRI SEISMICE ÎN SUBTERAN ȘI LA SUPRAFAȚĂ PENTRU ZĂCĂMINTELE DE SARE GEMĂ DE LA SLĂNIC-PRAHOVA ȘI OCNA DEJULUI[1]

DE

ION CORNEA, SEVER SPÂNOCHE, PAUL CRISTEA și MIHAELA MORMU
Institutul de geofizică aplicată, București, str. Izvor nr. 78

1. INTRODUCERE

Pe linia lărgirii domeniului de aplicabilitate a cercetărilor seismice prin metoda frecvențelor înalte, în 1971 au fost executate lucrări de teren, în subteran și la suprafață, în legătură cu zăcămintele de sare gemă la Slănic-Prahova și la Ocna Dejului.

Studierea seismică a masivelor de sare în țara noastră se rezumă pînă în prezent la evidențierea zonelor de extincție a reflexiilor legate de acumulările de sare. Existența „zonelor oarbe" din secțiunile seismice, corelate în bazinul Transilvaniei cu aspectul unor limite reper (tufurile de Ghiriș, Hădăreni și Dej) de la care s-au obținut reflexii caracteristice, au dat posibilitatea conturării unor masive de sare (de exemplu Ocna Mureș) sau chiar descoperirii de noi zăcăminte (nord de Turda).

Aceste măsurători seismice dau numai informații generale despre zăcămintele de sare; totuși, în timpul exploatării zăcămîntului sînt necesare informații suplimentare, în special cu privire la evoluția contactului sare—formațiuni înconjurătoare. Pentru obținerea acestor elemente, în cadrul Institutului de geofizică aplicată au fost întreprinse lucrări de cercetare în vederea stabilirii posibilităților seismometriei la evidențierea aspectului morfologic al contactului steril—sare din acoperișul zăcămîntului de la Slănic-Prahova și sare-steril situat în culcușul sării de la Ocna Dejului.

Datorită adîncimilor mici ale limitelor care urmau să fie cercetate și gradului sporit de precizie necesar determinării lor, s-a optat pentru aplicarea metodei sismice de înaltă frecvență. Aceasta este capabilă să furnizeze informații de la limite situate la 20—100 m și să evidențieze un tablou de unde detaliat, ceea ce conferă un grad de precizie mai mare.

---

[1]. Referat la al VII-lea Simpozion de prospecțiuni geofizice și fizica scoarței globului, iulie, 1972.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ.,TOM. 11, NR. 1, P. 35–49, BUCUREȘTI, 1973

2. CERCETĂRI SEISMICE LA SALINA SLĂNIC-PRAHOVA

Obiectivul cercetării din această regiune a fost determinarea grosimii sării pînă la tavanul camerelor de exploatare în scopul de a evidenţia zonele de subţiere a sării, în aceste zone existînd pericolul ca la o solicitare subterană apele situate în formaţiile argiloase tortoniene de deasupra să pătrundă în salină.

Deoarece o cercetare prin lucrări miniere este interzisă pentru o astfel de situaţie şi lucrările de foraj de la suprafaţă sînt foarte costisitoare din cauza reţelei dese necesare, cercetarea seismică a acestor zone este de foarte mare importanţă.

Lucrări seismometrice pentru rezolvarea unor probleme similare au fost executate în subteran la minele de săruri de potasiu de la Saskatchewan — Canada (Gendzwill, 1969), cu dispozitive de înregistrare longitudinală situate pe tavanul exploatării, obţinîndu-se unde refractate de la limita anhidrit—sare (din acoperişul zăcămîntului de sare).

Exceptînd dificultăţile tehnice cu privire la amplasarea dispozitivelor de înregistrări seismice şi a locaţiilor de explozie pentru generarea undelor, lucrările au avut şi dezavantajul de a nu putea evidenţia contactul steril—sare în avans faţă de minerit.

Deoarece la Slănic-Prahova deasupra sării sînt situate formaţiuni sedimentare prin care viteza undelor seismice este cu mult mai mică decît prin sare, măsurători din subteran nu sînt indicate din cauza contrastului negativ de viteze. În aceste condiţii existau premise favorabile evidenţierii contactului steril—sare prin măsurători seismice de refracţie pe dispozitive situate la suprafaţă; viteza de propagare a undelor seismice prin formaţiunile sedimentare fiind de 1 500—2 500 m/s, iar cea prin sare de ordinul 4 000—5 000 m/s, la contactul celor două complexe litologice există condiţii optime de generare şi propagare a unei unde frontale.

Măsurătorile seismometrice au fost executate pe profile longitudinale de lungime 250—550 m şi cu distanţă între geofoane de 5 m. Aparatura de înregistrare utilizată a fost staţia seismică de înaltă frecvenţă model IGA-SS-12, cu bandă de filtrare cuprinsă între 100 şi 500 Hz, şi geofoane de tip Geo Space. Generarea impulsurilor seismice s-a efectuat prin detonarea unor cantităţi mici de exploziv (100—600 g de astralită) în locaţii de 2 m adîncime săpate cu motoperforatoare.

Înregistrările seismice obţinute au prilejuit separarea următoarelor unde:

P_1 — unda directă prin formaţiunile din imediata vecinătate a suprafeţei, cu frecvenţe de 120 Hz şi cu un puternic grad de amortizare, caracterizată de viteze aparente de 600—1500 m/s,

P_{121} — undă frontală ce se propagă pe o limită din formaţiunile sedimentare cu frecvenţa de 100 Hz şi cu viteza aparentă de 2 000—2 400 m/s,

P_{12321} — undă frontală refractată de la acoperişul sării, cu viteză de 4 500—4 700 m/s şi frecvenţă de 70—80 Hz.

Pentru construirea secţiunilor seismice s-a considerat o viteză medie variabilă şi s-a aplicat metoda cîmpurilor de timpi, utilizînd diagrame ale frontului de undă de tip „ţintă" [5].

Vom prezenta în continuare cîteva dintre rezultatele obținute la salina Slănic-Prahova.

Secțiunea seismică de pe profilul 2 (fig. 1) evidențiază contactul steril—sare la adîncimi cuprinse între 10 și 20 m, iar cele de pe profilele 3 și 5 (fig. 2, respectiv 3) la adîncimi de 40—60 m și 10—140 m. Se remarcă o puternică coborîre a acoperișului sării către est, pe fondul căreia sînt evidențiate cîteva mici zone depresionare.

Măsurătorile seismometrice de înaltă frecvență de la salina Slănic-Prahova au arătat posibilitatea metodei de refracție în cartarea contactului steril—sare din acoperișul zăcămîntului, oferind o imagine destul de precisă a aspectului morfologic al acestui contact. Față de cunoștințele anterioare obținute din cîteva foraje situate pe perimetrul zăcămîntului, măsurătorile seismice aduc elemente noi, precizînd atît relieful acestui contact, dar mai ales adîncimile lui de situare (fig. 1 și 2).

Rezultatele arătate ne îndreptățesc să considerăm utilă continuarea cercetărilor seismometrice în vederea planificării mai judicioase a lucrărilor de extracție.

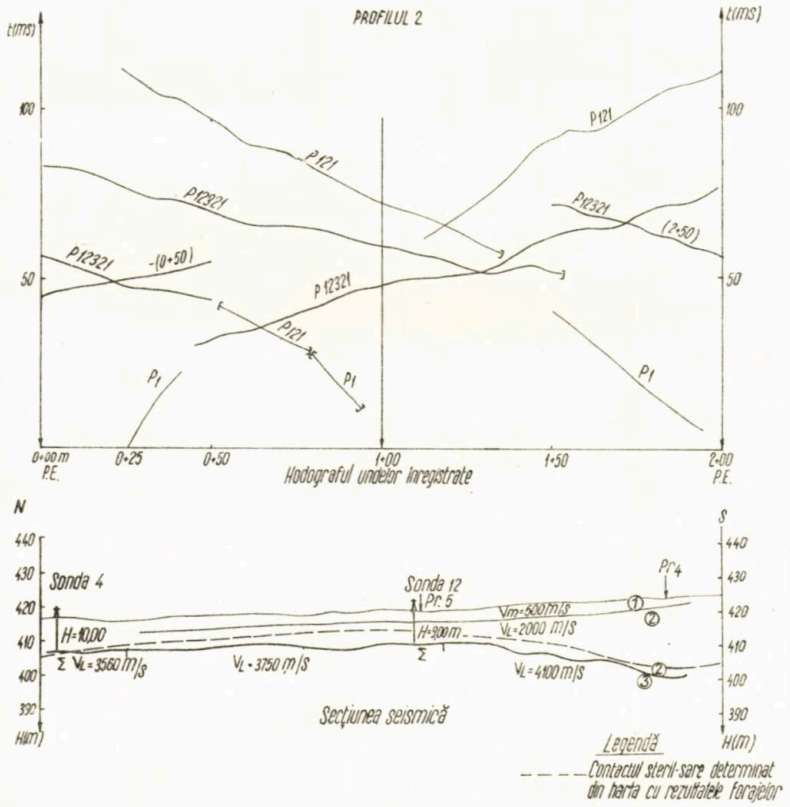


Fig. 1.— Hodograful și secțiunea seismică de pe profilul 2 Slănic-Prahova.

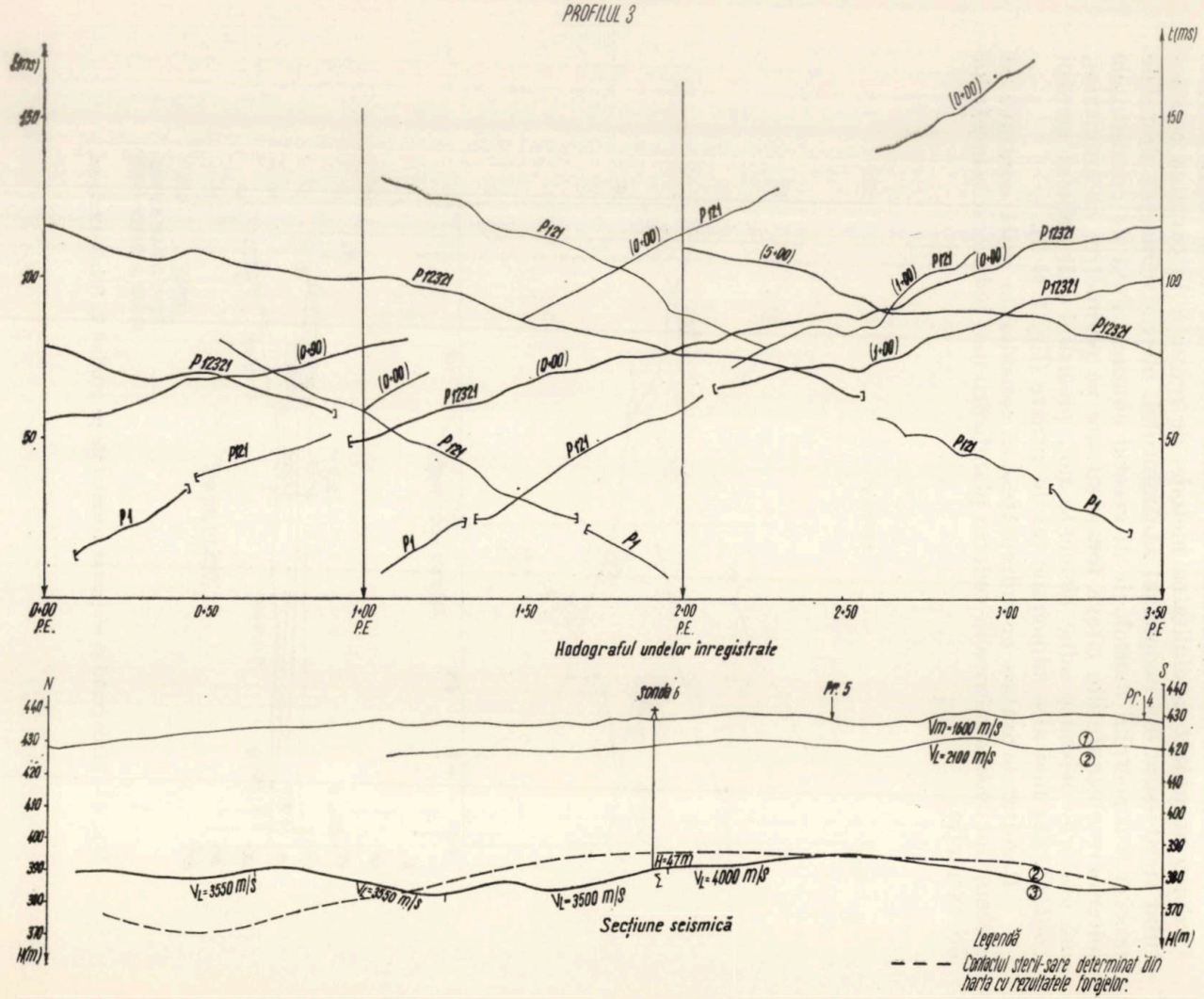


Fig. 2. — Hodograful și secțiunea seismică de pe profilul 3 Slănic-Prahova.

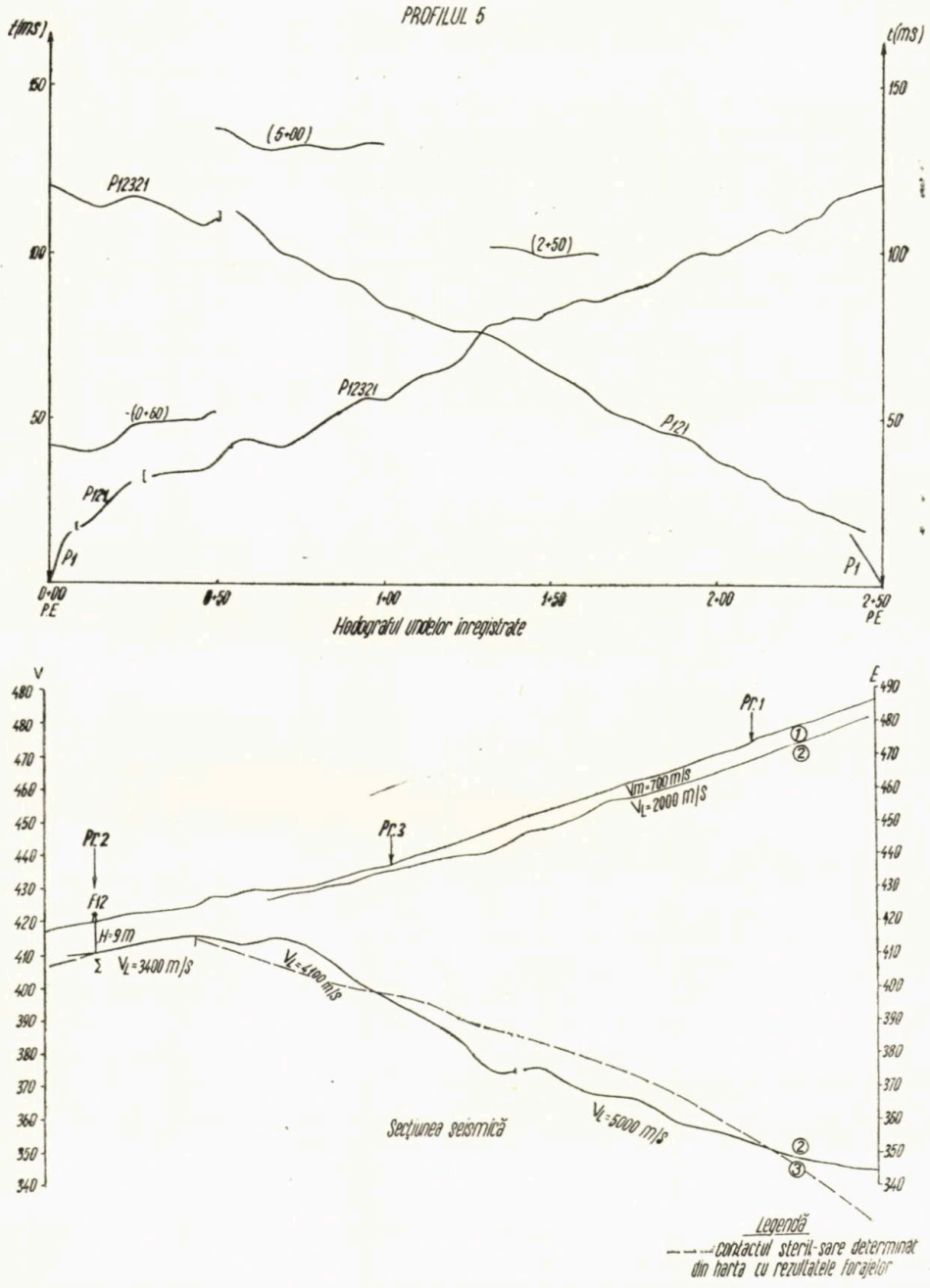


Fig. 3. — Hodograful și secțiunea seismică de pe profilul 5 Slănic-Prahova.

3. CERCETĂRI SEISMICE SUBTERANE LA SALINA OCNA DEJULUI

Pentru determinarea grosimii planşeului de sare existent între nivelul exploatării şi culcuşul zăcămîntului cantonat la contactul cu tuful de Dej, au fost executate măsurători seismice în subteran la nivelul exploatării actuale. Efectuarea unor foraje de mică adîncime (20—40 m) pentru determinarea directă a grosimii planşeului din talpa exploatării este exclusă, din cauza pericolului de inundare cu apele sub presiune cantonate în tuful de Dej.

Seismicii de înaltă frecvenţă îi sînt oferite unele premise favorabile de aplicare în subteran; roca fiind consolidată, există condiţii optime atît pentru generarea undelor de înaltă frecvenţă, cît şi pentru înregistrarea lor.

Există însă şi limitări impuse de lucrul în subteran, datorită, pe de o parte, configuraţiei galeriei, care oferă doar în unele porţiuni condiţii de amplasare a dispozitivelor de înregistrare şi a locaţiilor de generare a impulsurilor seismice, şi, pe de altă parte, activităţii de producţie, care perturbă lucrările seismice fie prin zgomotele datorate exploziilor din abataj sau a transportului, fie prin inducţie electrică în apropierea transformatoarelor şi a reţelelor de forţă.

Măsurătorile seismice din subteran sînt efectuate în alte ţări cu aparaturi construite special, care au o mare putere de rezoluţie. Astfel, în R. D. G., în minele de sare gemă şi potasiu este utilizată o staţie monocanal digitală, capabilă să favorizeze înregistrarea oscilaţiilor cu frecvenţă de ordinul 1 KHz şi geofoane piezoelectrice [4]. Este util să arătăm că în cazul acestor măsurători, al căror scop a fost identic cu cel al lucrărilor executate de noi, s-au utilizat unde reflectate de tip *P*, *PS* şi *SS* de la un orizont de anhidrit din baza sării.

Generarea undelor de înaltă frecvenţă, în special a celor transversale, care au oferit o mai bună precizie în determinarea adîncimii orizontului reflectator, s-a realizat prin percuţie.

Pentru cercetarea seismică a stratelor de cărbuni situate sub nivelul de exploatare al unor mine din Franţa [1], a fost construită şi experimentată o aparatură seismică de înaltă frecvenţă cu înregistrare analogică, cu posibilităţi de filtrare în domeniul 30 — 2 500 Hz. În aceste condiţii, utilizînd mixajul de geofoane şi metodica acoperirii multiple de ordinul 4 — 6, au fost obţinute reflexii de la adîncimi mai mici de 60 m, puterea de rezoluţie fiind de ordinul a 1 m.

Aparatura noastră seismică, cu posibilităţi mai modeste, a fost transportată în subteran şi montată pe un vagonet.

Prin impact, sau prin explodarea unor mici cantităţi de astralită (50—100 g) au fost generate unde seismice cu frecvenţe de 200—300 Hz, înregistrate la geofoane plantate în găuri speciale forate în sare. Distanţa dintre geofoane a fost de 2—5 m.

Măsurătorile pe profile longitudinale situate pe talpa actuală a exploatării, a căror lungime a fost de 150—200 m, au evidenţiat în special unde directe, transversale şi longitudinale.

Unda longitudinală *P*, caracterizată prin viteze de 4 300 — 4 400 m/s, posedă cea mai mare frecvenţă (300 Hz); ea are o intensitate redusă,

o amortizare puternică și este favorizată de înregistrări pe direcția X (în lungul dispozitivului de măsurare).

Unda transversală S este cea mai intensă și apare mai bine pe înregistrările pe direcțiile Y și Z; ea se amortizează mai greu decît unda P și este caracterizată de frecvențe cuprinse între 180 și 200 Hz și viteze de 2 200—2 700 m/s (fig. 4).

Sporadic și cu intensitate redusă au fost identificate și alte impulsuri, interpretate ca unde reflectate de la baza sării (fig. 5); acestea sînt de tip

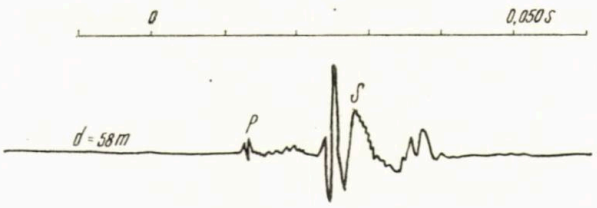


Fig. 4. — Unde directe P și S înregistrate pe profilul 5.

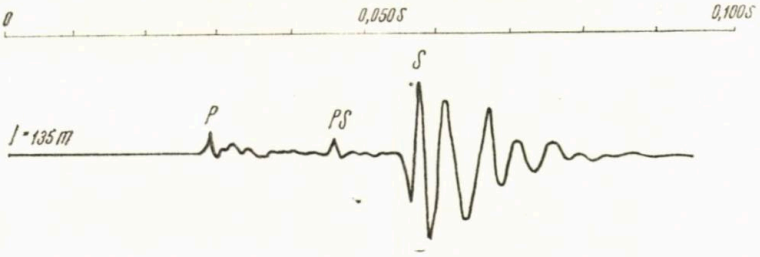


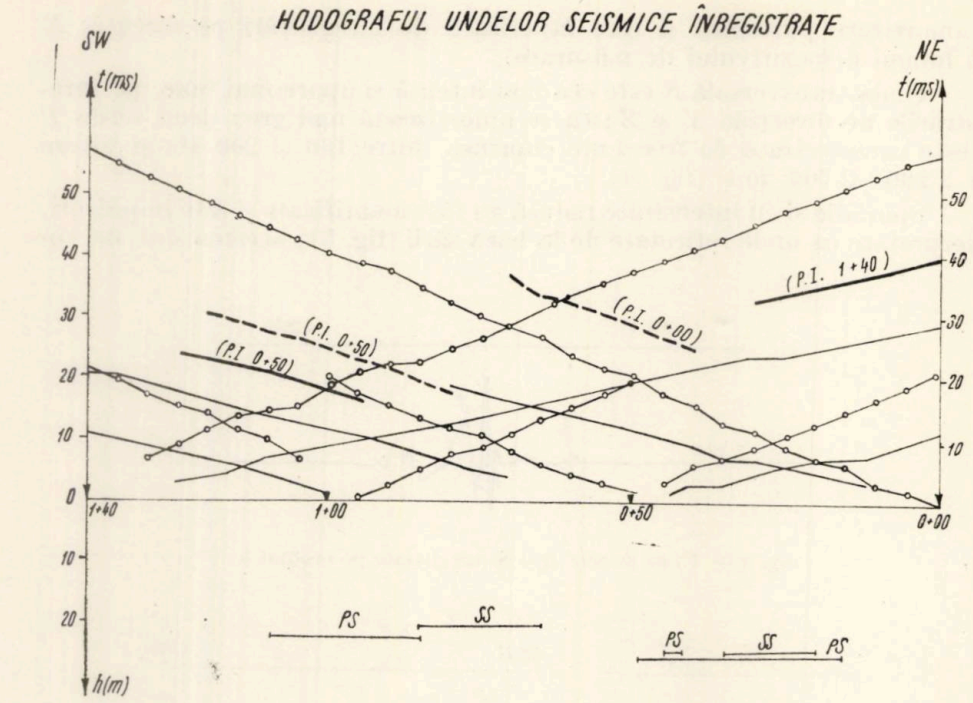
Fig. 5 — Înregistrarea simultană a undelor directe P, S și a undei reflectate de tip PS pe profilul 2.

SP și SS. Ele au fost favorizate de unghiuri de incidență care depășesc 40—50°. Unda reflectată SS, deși mai intensă, apare interferată cu unda directă S. Unda reflectată de tip PP nu a fost identificată, probabil din cauza intensității ei mult reduse.

Cu ajutorul undelor reflectate înregistrate în sosiri ulterioare, așa cum se observă în hodografele obținute de pe profilele 2 (fig. 6) și 4 (fig. 7), a putut fi pus în evidență contactul sare—steril din culcușul zăcămîntului.

În figura 6 este prezentată secțiunea seismică de pe profilul 2, obținută din interpretarea undelor reflectate SP și SS, iar în figura 7 secțiunea seismică a profilului 4 din interpretarea undei SP.

Secțiunile seismice au fost construite prin procedeul cîmpurilor de izocrone, utilizînd diagrame ale frontului de undă. Adîncimile de situare ale contactului sare—steril sînt de 20—25 m în camera D (profil 2) și 30 m în camera B (profil 4).



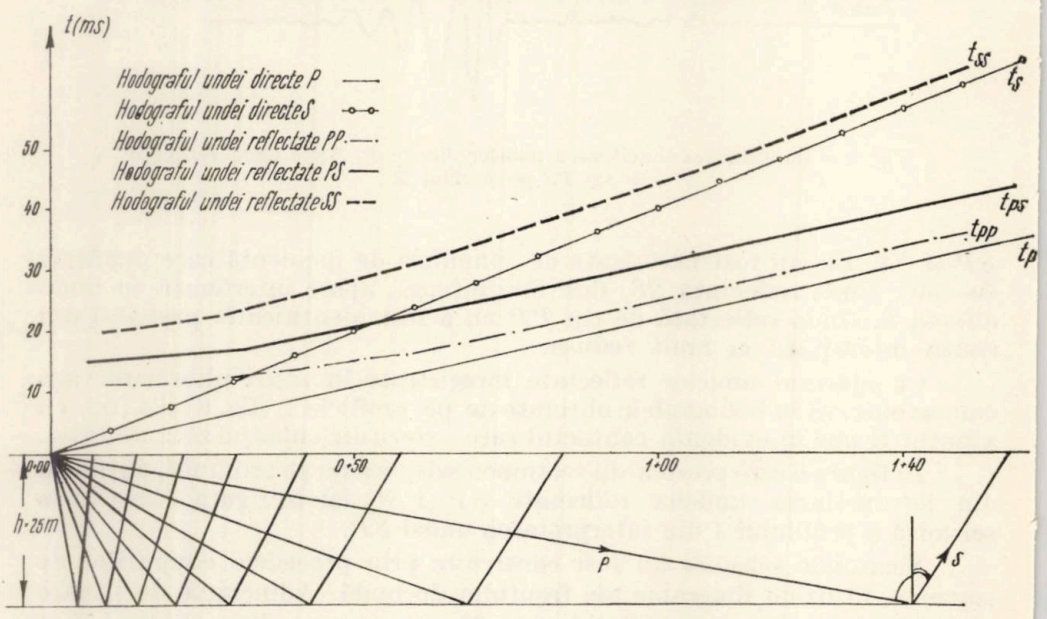


Fig. 6. — Model teoretic și hodografe înregistrate pe profilul seismic nr. 2.

Aceste rezultate sînt însă orientative, deoarece zonele de apariţie ale undelor reflectate sînt restrînse, iar forma semnalului seismic înregistrat este distorsionată ca urmare a „tăierii" de către staţia seismică a componentelor de frecvenţă peste 500 Hz. Din aceste motive şi datorită intensităţii

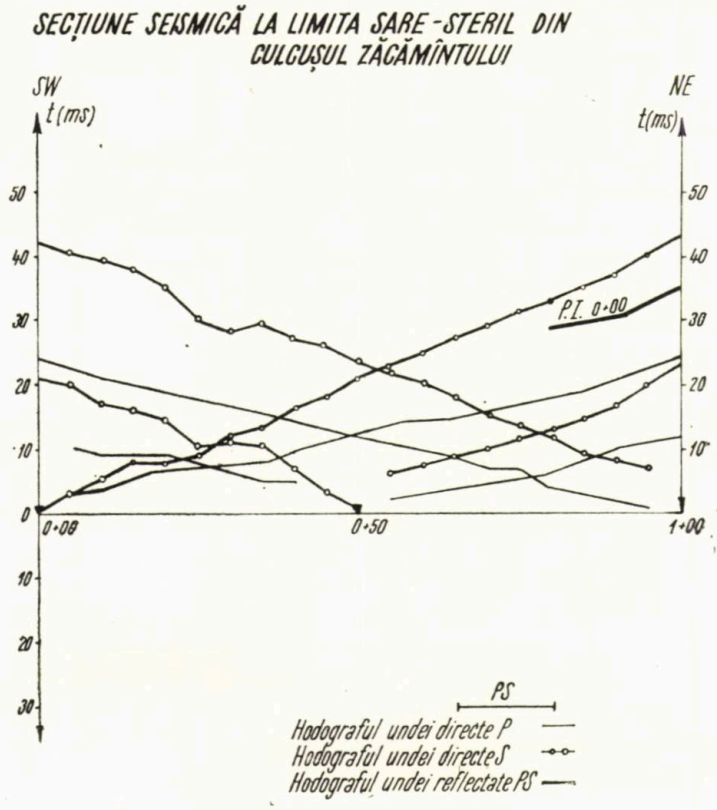


Fig. 7. — Hodograful şi secţiunea seismică obţinute pe profilul 4. Scara 1 : 1 000.

reduse a semnalului, se pot introduce erori în evaluarea timpilor de sosire a undei la geofoane.

Undele directe P şi S au dat posibilitatea calculării vitezelor de propagare ale acestora prin sare. Valoarea raportului vitezelor, apropiată de $\sqrt{3}$, este în consens cu datele obţinute şi din alte măsurători.

4. MĂSURĂTORI SEISMICE NELONGITUDINALE PRIN PILIERII SALINEI OCNA DEJULUI

Acest gen de măsurători a fost executat pentru evaluarea vitezelor de propagare a undelor P şi S prin sare, dar mai ales pentru determinarea zonei de extindere a unor crăpături semnalate în colţul sud-estic al pilierului de susţinere nr. 37.

Dispozitivul de înregistrare, cuprinzînd geofoane situate la 1—2 m unul de altul, a fost amplasat pe peretele sudic al pilierului la înălţimea de 12 m deasupra vetrei de exploatare, cuprinzînd între geofoanele 1 şi 2 zona de fisurare.

Generarea impulsurilor seismice s-a efectuat de la aceeaşi cotă de jur împrejurul pilierului, realizîndu-se astfel „radiografierea" masivului cu ajutorul undelor directe P şi S.

În figura 8, pe direcţiile de propagare ale impulsurilor generate din fiecare punct de impact au fost trecute la scară convenţională valorile vitezelor undelor P şi S. Pentru direcţiile care intersectează zona fisurată se observă scăderi ale vitezelor undelor directe la valori de 2 100—2 300 m/s pentru unda S şi de 4 200 — 4 300 m/s pentru unda P comparativ cu vitezele prin zona omogenă, nefisurată, în care vitezele au valorile de 2 500—2 700 m/s, respectiv de 4 600—5 000 m/s.

În acest fel, după comportamentul cinematic al undelor directe, se individualizează în colţul sud-estic al pilierului o zonă în care vitezele sînt mai mici ca urmare a unui timp de întîrziere, datorită propagării printr-un mediu fisurat. Această zonă, de rază 10 — 15 m, cuprinde extinderea maximă în pilier a fracturilor observate pe pereţii acestuia.

Şi din punct de vedere dinamic înregistrările seismice evidenţiază influenţa zonei fisurate. S-a observat (fig. 9) că pe direcţiile de propagare ale undelor care traversează zona fisurată există o puternică atenuare a undei. Corelarea tuturor direcţiilor pe care se observă micşorarea intensităţii undei a permis localizarea unei zone anomale, suprapusă peste cea anomală determinată anterior. Forma, dimensiunile şi locul de amplasare a celor două zone anomale, stabilite prin criterii diferite, coincid şi contribuie astfel la determinarea cu o precizie sporită a porţiunii fisurate din colţul pilierului nr. 37.

Determinarea vitezelor undelor P şi S prin sare pe diferite direcţii a permis stabilirea unei uşoare anizotropii a vitezelor (fig. 10). Deşi coeficientul de anizotropie a vitezelor este relativ mic prin sare, valoarea fiind de 1,05—1,10, se observă că direcţia de alungire este NV—SE.

Valorile medii ale vitezelor, $V_S = 2\,200 \ldots 2\,700$ m/s şi $V_P = 4\,300 \ldots 4\,700$ m/s, permit calcularea unor constante elastice ale sării în condiţii naturale de zăcămînt, care caracterizează starea geomecanică a rocii. Astfel, în figura 11, care cuprinde valorile calculate în modul cunoscut, pentru coeficientul lui Poisson, funcţie de raportul $\frac{V_P}{V_S}$, se obţine $\sigma_{\text{mediu}} = 0{,}275$.

Rezultatele calculului modulului de elasticitate dinamic sînt prezentate în figura 12 şi indică valoarea medie $E_d = 3{,}4 \cdot 10^5$ kg/cm^2.

După cum vedem, în figura 13, în zona fisurată modulul de elasticitate prezintă valori mai mici ($E_d = 2{,}08 \cdot 10^5$ kg/cm ^{2}).

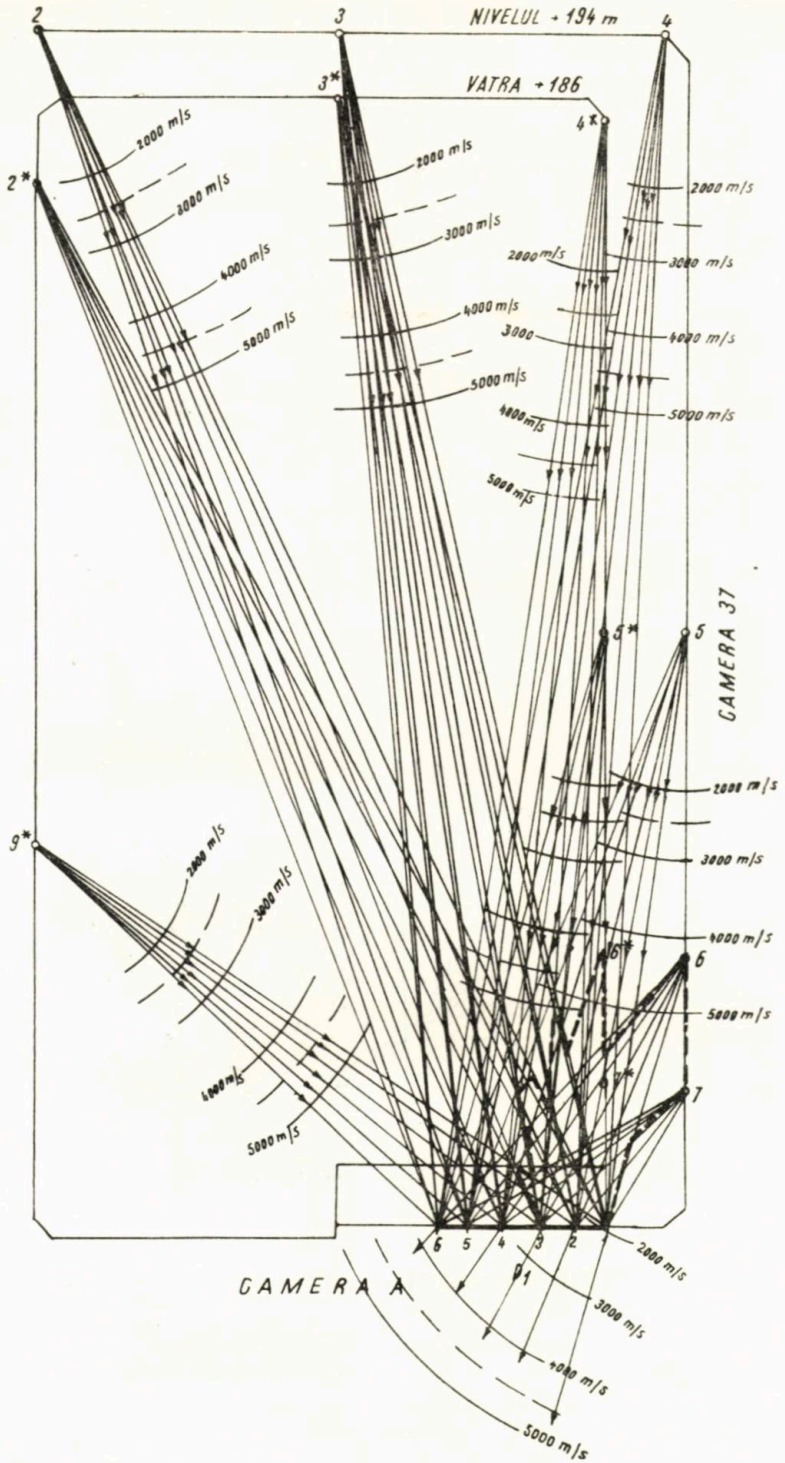


Fig. 8.—Delimitarea zonei fisurate din pilierul nr. 37 prin determinarea variației vitezei undelor directe înregistrate în măsurători seismometrice. Scara 1 : 800.

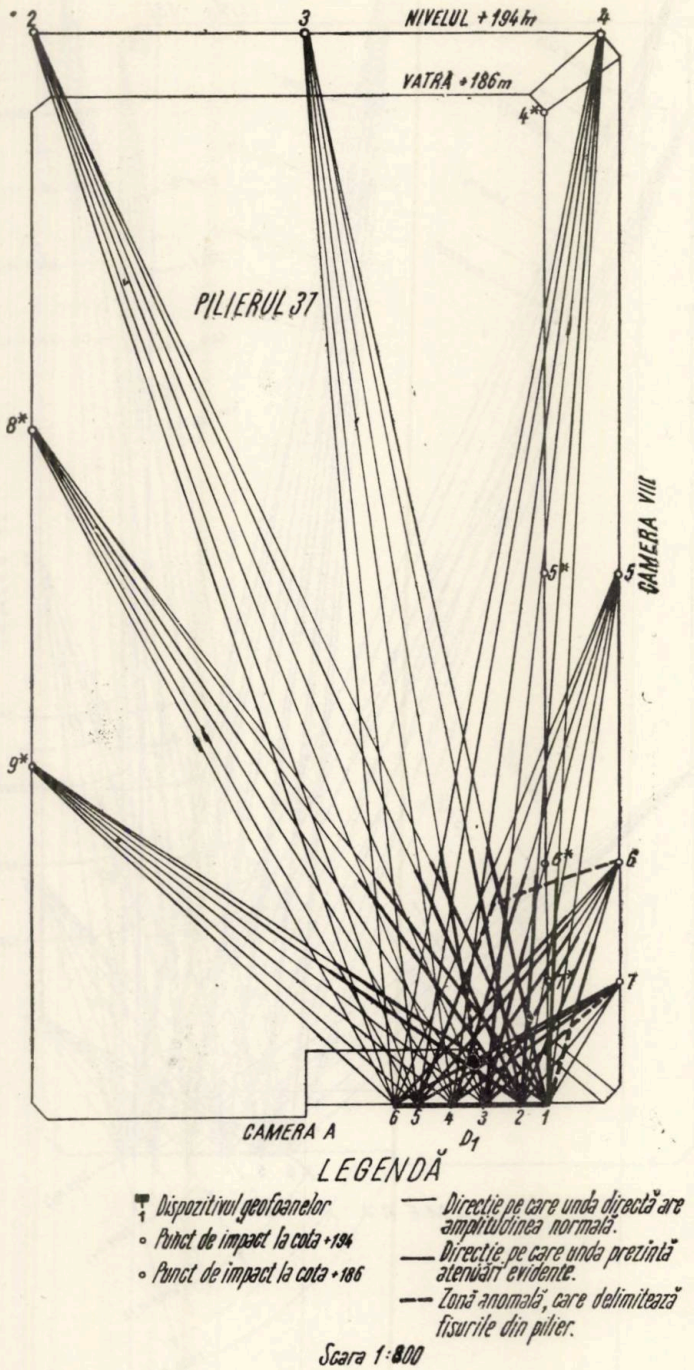
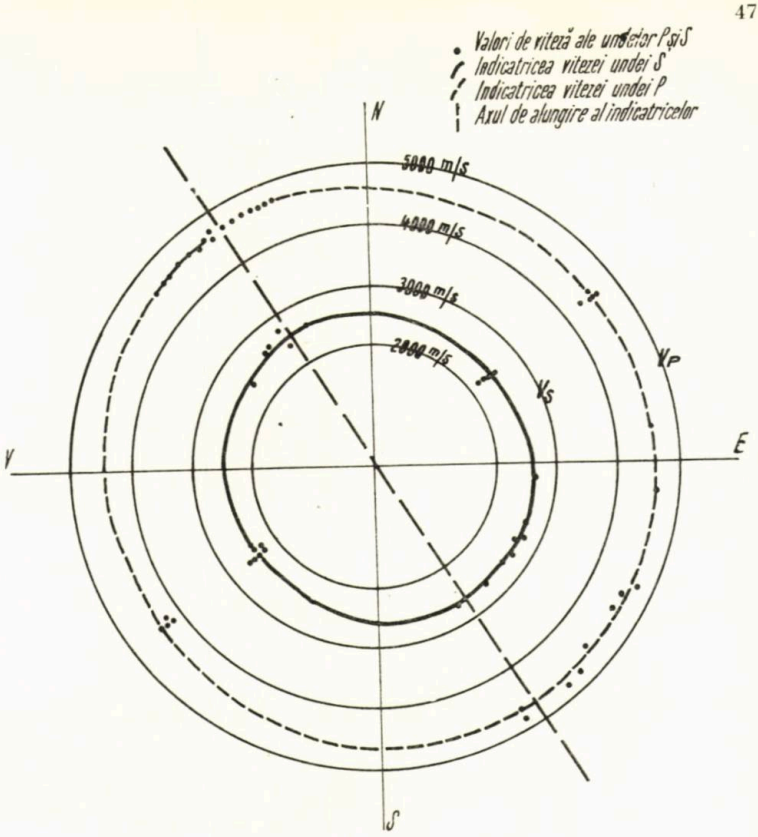


Fig. 9. — Delimitarea zonei fisurate din pilierul nr. 37 prin determinarea variației amplitudinii undelor directe înregistrate în măsurătorile seismometrice.

ig. 10. — Indicatricea vitezelor
n planul orizontal prin masi-
ul de sare de la Ocna Dejului.



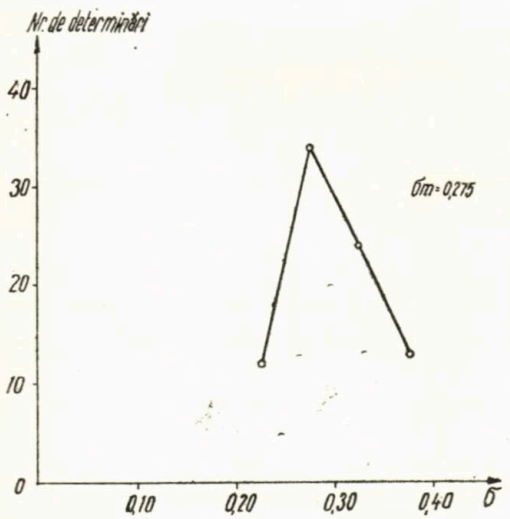


Fig. 11. — Valori ale parametrului σ pentru sare determinate la Ocna-Dej prin măsurători seismo metrice.

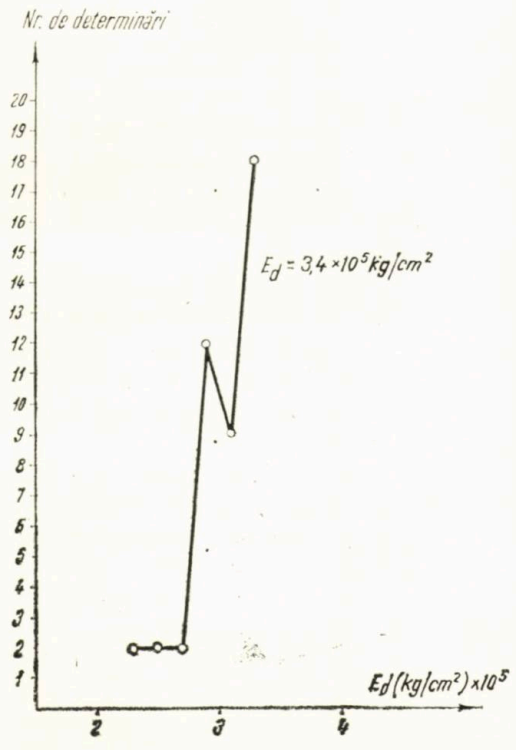


Fig. 12. — Valori ale modulului de elasticitate dinamică prin sare calculate din înregistrări seismice pe profile executate pe talpa exploatării.

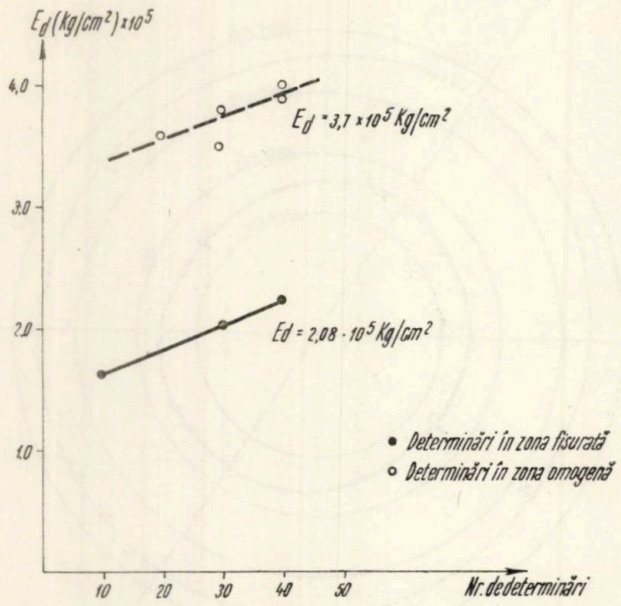


Fig. 13. — Graficul valorilor modulului de elasticitate dinamic în pilierul nr. 37.

5. CONCLUZII

Rezultatele prezentate, împreună cu cele obținute în alte țări privind cercetarea masivelor de sare prin metode seismice, permit formularea unor recomandări.

Ca metodă de recunoaștere a zonelor cu acumulări de sare este indicat a se utiliza seismica de reflexie. Într-o etapă următoare se vor executa măsurători de refracție deasupra masivului de sare pe profile radiale, pentru precizarea formei acoperișului sării și a extinderii laterale a zăcămîntului.

În vederea stabilirii aspectului morfologic al acoperișului sării, este indicat să se execute o rețea de detaliu de profile seismice de refracție.

Pentru conturarea pereților laterali ai zăcămîntului trebuie forate cîteva sonde în vecinătatea masivului de sare, din care, prin explozii la diferite nivele, să se înregistreze undele directe care străbat masivul pînă la suprafață.

Odată cu începerea fazei de exploatare a zăcămîntului, prin măsurători seismice în subteran este necesar să fie controlată la anumite intervale de timp grosimea planșeului de sare de sub camerele de exploatare. În acest fel se poate menține o distanță minimă necesară între nivelul exploatării și patul zăcămîntului, stabilită în planul de măsuri al exploatării.

Primit la redacție la 10 iulie 1972

RECHERCHES SISMIQUES SOUTERRAINES ET À LA SURFACE AU SUJET DES GISEMENTS DE SEL GEMME DE SLĂNIC-PRAHOVA ET DE L'OCNA-DEJ

(Résumé)

On présente l'application de la méthode sismique à haute fréquence pour établir l'aspect morphologique du contact stérile—sel au sommet du gisement de Slănic et du contact sel—stérile à la base du sel de l'Ocna Dej.

On a utilisé la méthode des ondes réfractées pour enregistrements à la surface, afin de déterminer le sommet du sel à Slănic, et la méthode des ondes réfléchies (ondes PP, SS et surtout SP) en déterminant, à l'aide des mesurages souterrains, l'épaisseur du plancher de sel, situé au-dessous des chambres d'exploitation jusqu' au lit du gisement de l'Ocna Dej.

BIBLIOGRAFIE

1. Codet P., B. Damotte, E. Erb, M. Lavergne, P. C. Layotte *Sismique Minière a Haute Frequence.* Geophysical Prospecting, **19**, *4*, 776—790 (1971).
2. Elliot L. Ch., *Some Applications of Seismic Refraction Techniques in Mining Exploration.* Seismic Refraction Prospecting, SEG, Tulsa, Oklahoma, 1967, p. 522—538.
3. Gendzwill D. J., *Underground applications of seismic measurements in a Saskatchewan potash mine.* Geophysics, **34**, *6*, 906—915 (1969).
4. Gerber B., M. Uhlman, *Neuere Erkenntnisse beim untertägigen Einsatz der Hammerschlagseismik im Kali—und Steinsalzbergbau.* Geophysik und Geologie, **13**, 88—93 (1968).
5. Schenck I. Fr., *Refraction solutions and Wavefront Targenting.* Seismic Refraction Prospecting, SEG, Tulsa, Oklahoma, 1967, p. 416—425.

CONTRIBUȚII LA STUDIUL EFECTULUI SEISMIC AL EXPLOZIILOR ASUPRA CONSTRUCȚIILOR

DE

D. ENESCU, C. RADU și V. MÂRZA

Institutul de geofizică aplicată, București, str. Izvor 78

1. INTRODUCERE

Primele lucrări de cercetare a efectului seismic al exploziilor asupra construcțiilor din țara noastră au fost efectuate de D. Enescu și C. Radu în 1967 la cariera de calcar Pietreni-Bistrița, cu scopul evaluării acestui efect asupra mănăstirii Arnota. Rezultatele obținute au fost publicate în 1968 și 1969 [1], [2]. Au urmat o serie de alte lucrări efectuate la carierele Păuliș și Măgulicea-Crăciunești.

Un studiu preliminar al efectului seismic produs de exploziile din cariera Măgulicea-Crăciunești asupra construcțiilor din comuna Băița a fost efectuat în 1968 de D. Enescu, C. Radu și V. Ștefleа. Rezultatele obținute la Băița-Crăciunești au fost publicate în 1969 [3].

În 1969 a fost reluată problema de la Arnota, iar în 1970 aceea de la Băița. S-au efectuat cercetări pe baza înregistrării unui număr mai mare de explozii, iar rezultatele obținute atît la Arnota, cît și la Băița au fost publicate de D. Enescu, C. Radu și V. Mârza în 1971 [4].

Lucrările efectuate la Arnota și la Băița în 1967—1970 au avut ca scop cercetarea efectului seismic al exploziilor concentrate instantanee asupra construcțiilor din vecinătatea celor două cariere.

Întrucît cantitățile maxime de exploziv rezultate din cercetările de la Arnota nu puteau satisface nevoile producției de la cariera Pietreni-Bistrița, un colectiv de specialiști condus de ing. Nicolae Hasnaș a introdus la această carieră sistemul de pușcare cu microîntîrziere, sistem care mărește efectul de rupere al rocii și scade efectul seismic al exploziei asupra construcțiilor. Introducerea acestui nou sistem de pușcare a impus efectuarea unor noi cercetări ale efectului seismic produs de exploziile de la cariera Pietreni-Bistrița asupra monumentului istoric Arnota. Rezultatele acestor cercetări sînt prezentate în prima parte a acestei lucrări.

La o altă carieră din țara noastră, cariera Teliuc , lucrările de exploatare au condus la necesitatea operației de deviere a rîului Cerna. Devierea rîului Cerna a impus executarea unor pușcări experimentale în scopul

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 11, NR. 1, P. 51—69, București, 1973

protecţiei clădirilor din imediata vecinătate a zonei de lucru. Pentru realizarea programului de protecţie s-a înfiinţat o comisie formată din reprezentanţi ai CMFN-Cluj, SCSM-Petroşani, ICEMIN-Bucureşti, IM-Hunedoara şi IGA-Bucureşti.

Institutul de geofizică aplicată, prin secţia de seismologie şi seismometrie, a avut ca sarcină determinarea intensităţii seismice a exploziilor experimentale în zona celei mai apropiate construcţii de punctul de explozie. Rezultatele obţinute constituie obiectul celei de-a doua părţi a acestei lucrări.

Metodele aplicate la efectuarea cercetărilor ale căror rezultate sînt prezentate în această lucrare sînt cele elaborate de D. Enescu [5], [6] şi de S. V. Medvedev [7], [8].

2. STUDIUL EFECTULUI SEISMIC AL EXPLOZIILOR CU MICROÎNTÎRZIERE DIN CARIERA PIETRENI-BISTRIŢA ASUPRA MONUMENTULUI ISTORIC ARNOTA

2.1. TEHNICA DE LUCRU ÎN TEREN. APARATURA FOLOSITĂ

Studiul făcut se bazează pe înregistrarea seismogramelor pentru nouă explozii cu microîntîrziere : două produse în 1970 şi celelalte şapte în 1971. În tabela 1 sînt prezentate toate datele referitoare la cele nouă explozii : distanţele explozie-recepţie, cantităţile de exploziv folosite, numărul de camere de minare şi de găuri de sondă folosite pentru fiecare explozie, încărcătura de exploziv pentru fiecare treaptă de explozie, numărul de trepte de întîrziere, durata totală a fiecărei explozii, cantitatea maximă de exploziv pe treaptă, cantitatea maximă de exploziv pe milisecundă şi intervalul de întîrziere.

După cum se observă din această tabelă, pentru fiecare explozie s-au folosit două sau trei tipuri de exploziv (AM-1, dinamită şi astralită). Pentru aflarea încărcăturii totale a fiecărei explozii am folosit coeficienţii stabiliţi printr-o hotărîre a Consiliului de Miniştri. Conform acestei hotărîri, explozivii sînt clasificaţi în felul următor :

Grupa	Categoria de materii explozive	Coeficient de echivalenţă
I	Exploziv de mare putere	1,3
II	Exploziv de putere medie	1,0
III	Exploziv de mică putere	0,7
IV	Exploziv slab	0,5

În calculele pe care le-am făcut am inclus dinamita în grupa I, astralita în grupa a II-a şi AM-1 în grupa a III-a. În tabela 1, încărcăturile totale sînt exprimate în echivalent AM-1.

Recepţionarea undelor a fost făcută cu ajutorul a trei vibrografe tip VBP, iar înregistrarea cu ajutorul unui oscilograf POB-12M, dotat cu galvanometre GB—IV. Curbele de amplificare pentru vibrografele VBP au fost determinate în lucrarea [9] de C. Radu.

Figura 1 reprezintă o schiță în secțiune orizontală a bisericii Arnota. Pe această figură sînt indicate punctele în care au fost amplasate cele trei seismoreceptoare. După cum se observă din această figură, seismoreceptorul vertical a fost amplasat în pridvorul bisericii, iar cele două seismo-

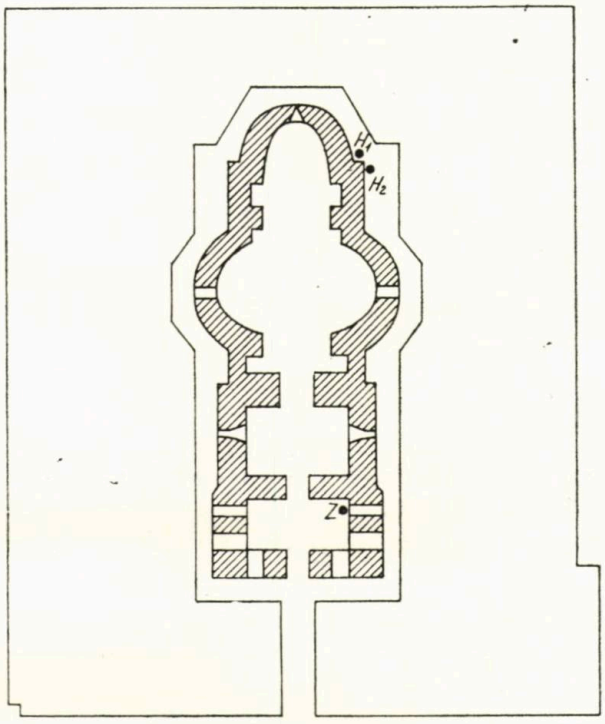


Fig. 1. — Schița amplasării seismoreceptoarelor la Arnota.

receptoare orizontale (H_1 și H_2) au fost fixate pe peretele bisericii în exterior.

Cele trei seismoreceptoare împreună cu oscilograful au constituit stația seismică temporară instalată la Arnota în scopul înregistrării seismelor produse în cariera Pietreni-Bistrița. Înregistrările au fost efectuate în bune condiții. Numai în cazul exploziei de la 21 octombrie 1970 seismoreceptorul vertical a suferit o defecțiune, ceea ce ne-a determinat să folosim pentru această explozie numai cele două componente orizontale ale oscilațiilor.

2.2. PRELUCRAREA DATELOR ȘI INTERPRETAREA REZULTATELOR

În tabela 2 sînt prezentate principalele date rezultate în urma citirii celor nouă seismograme înregistrate în anii 1970 și 1971 la Arnota. Aceste date se referă la componentele amplitudinii maxime citite pe seimograme, perioadele corespunzătoare, amplitudinea rezultantă pe seismogramă,

Tabela 1

Date referitoare la pușcările cu microîntîrziere din cariera Pietreni-Bistrița în perioada 1970 – 1971

Nr. crt.	Data pușcării	Distanța exploziei față de recepție (m)	Cantitatea totală de explozivi, din care :				Caracteristicile exploziei			Nr. de trepte de întîrziere	Durata totală (ms)	Cantitatea maximă de exploziv pe treaptă (kg/treaptă)	Cantitatea maximă de exploziv pe milisecundă (kg/mil.s.)	Intervalul de întîrziere (ms)	Observații
			total (kg)	AM-1 (kg)	dinamită (kg)	astralită kg)	camere de minare (buc)	găuri de sondă (buc)	Încărcătura în kg/camere de minare (kg)						
0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	16.VII. 1970	900	6061	5184	462	—	5	21	C1 = 530 C2 = 210 C3 = 210 C4 = 315 C5 = 155	13	299	530	22,7	23	
2	21. X. 1970	800	22005	20000	1078	—	8	40	C1 = 2300 C2 = 3120 C3 = 2600 C4 = 2400 C5 = 1280 C6 = 1600 C7 = 1600 C8 = 1280	13	299	3120	130	23	
3	25.II.1971	800	5848	5420	230	—	—	66	—	12	276	605	21	23	
4	09.III. 1971	950	11194	10451	—	519	13	—	C1 = 110 C2 = 150 C3 = 225 C4 = 225 C5 = 500 C6 = 690 C7 = 1100	8	184	2800	55	23	C1 = 2100 C2 = 2800 C3 = 1440 C4 = 650 C5 = 560 C6 = 580
5	05. IV. 1971	950	10638	9550	585	—	3	66	C1 = 2200 C2 = 2200 C3 = 735	13	299	2200	38	23	

6	20.V. 1971	770	32 728	30 430	1053	237	24	43	C1 = 1730 C2 = 3120 C3 = 300 C4 = 730 C1 = 3350 C2 = 1000 C3 = 1650 C4 = 860 C5 = 160 C6 = 3300 C7 = 1100	14	460	3350	68	23	C8 = 1950 C9 = 420 C10 = 120 C11 = 1450 C12 = 1080 C13 = 350 C14 = 210 C15 = 2430 C16 = 1030 C17 = 720 C18 = 670 C19 = 400 C20 = 400
7	07.VIII 1971	850	12 399	11 670	—	510	7	—	C1 = 3500 C2 = 3500 C3 = 1500 C4 = 1000 C5 = 1500 C6 = 480 C7 = 700	5	115	3500	75,4	23	
8	10.VIII. 1971	800	6933	6540	—	275	—	58	—	6	138	1100	34	23	
9	05.X. 1971	740	24 378	22 630	940	—	21	—	C1 = 3000 C2 = 3000 C3 = 3000 C4 = 1450 C5 = 1300 C6 = 2100 C7 = 1450 C8 = 960 C9 = 960 C10 = 960 C11 = 840 C12 = 840 C13 = 840 C14 = 550 C15 = 200 C16 = 200 C17 = 260 C18 = 320 C19 = 540 C20 = 320 C21 = 480	13	299	3000	78,8	23	

Tabela 2

Principalele date rezultate în urma citirii a nouă seismograme de la Arnota în 1970–1971

Nr. explozie	Data	r (m)	q_{tot} AM-1 (kg)	$q_{t,\,max}$ AM-1 (kg)	$q_{t,\,med}$ AM-1 (kg)	Componentele amplitudinii maxime citite pe seismograme (mm)			Perioadele corespunzătoare amplitudinilor maxime (s)			Amplitudinea rezultantă pe seismogramă (mm)	Amplitudinea maximă a solului A_{max} (μ)	Perioada corespunzătoare T (s)	$\frac{A_{max}}{T}$ (cm/s)	v_{max} (cm/s)	M_q^*	Durata de oscilație Δt (s)
						Z	H_2	H_1	Z	H_2	H_1							
1	1970.VII.16	900	6061	530	466	0,5	0,8	0,7	0,076	0,076	0,08	1,17	13	0,080	0,016	0,1	4,5	5
2	X. 21	800	22005	3120	1692	–	3,4	3,4	—	0,094	0,085	4,8	53	0,090	0,0588*	0,369	5,1	7
3	1971. II. 25	800	5848	650	487	0,7	0,6	0,8	0,097	0,083	0,083	1,22	13,6	0,088	0,0155	0,097	4,3	5
4	III. 09	950	11194	2800	1399	2,1	2,8	4	0,08	0,11	0,146	5,31	59	0,110	0,0536	0,336	5,3	5,5
5	IV. 05	950	10638	2200	818	2	2	3,75	0,09	0,08	0,12	4,7	52	0,097	0,0536	0,33	5,2	6
6	V. 20	770	32728	3350	2338	3,9	2,7	5,7	0,08	0,07	0,12	7,4	82	0,090	0,091	0,571	5,3	6
7	VIII. 07	850	12399	3500	2480	4,7	5,2	7,4	0,17	0,12	0,13	10,41	116	0,140	0,083	0,521	5,5	6,5
8	VIII .10	800	6933	1156	1156	0,45	0,65	1,75	0,06	0,08	0,11	1,92	21	0,083	0,0255	0,16	4,6	5
9	X.05	740	24378	3000	1875	3,2	2,7	2,7	0,068	0,065	0,07	4,98	55	0,068	0,0813	0,51	5,2	5,5

* Amplitudinea însumată numai pe două componente.

amplitudinea maximă A_{max} a deplasării solului, perioada medie T de oscilație, raportul A_{max}/T, viteza maximă de oscilație v_{max}, durata oscilațiilor pe seismograme și magnitudinea aparentă M_q^*.

Pentru viteza de propagare a undelor și pentru densitatea mediului de propagare, am adoptat următoarele valori:

$$V = 4{,}5 \text{ km/s}; \qquad \rho = 2{,}5 \text{ g/cm}^3.$$

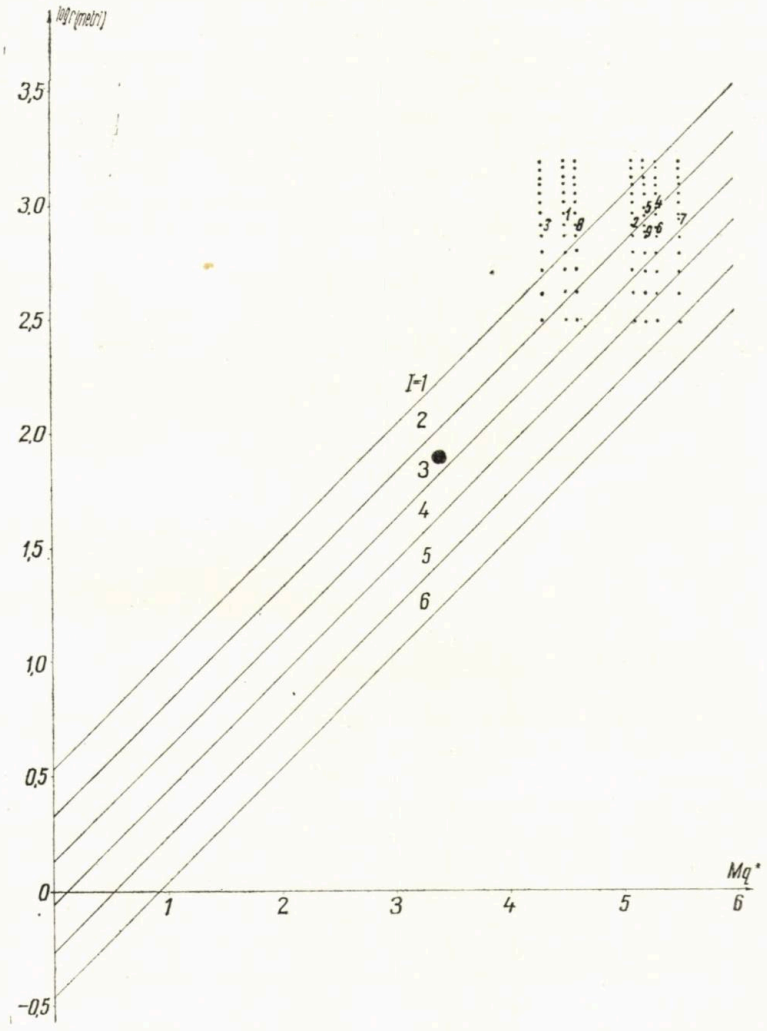


Fig. 2. — Grafic pentru determinarea intensității I a exploziilor în funcție de magnitudinea aparentă M_q^* și distanța r.

Ținînd seama de acestea, de valorile perioadei T expuse în tabela 2, de valorile vitezei de oscilație v date în scara de intensități din lucrarea [8]

şi adoptînd valori pentru magnitudinea M_q^*, am calculat graficul din figura 2. Pe acest grafic am reprezentat datele care privesc cele nouă explozii cu microîntîrziere înregistrate la Arnota. Pe baza datelor din figura 2 am construit curbele din figura 3, curbe care exprimă variaţia intensităţii I în funcţie de încărcătura maximă pe treaptă $q_{t,max}$, pentru diferite distanţe r.

În lucrările anterioare am făcut estimări ale intensităţii maxime I_{max} la care construcţiile în cauză nu trebuie să sufere nici un fel de avarii. De exemplu, pentru construcţiile din comuna Băiţa [4] am considerat $I_{max} = 4{,}5$. Pentru Arnota am adoptat în prima lucrare predată Întreprinderii miniere Rîmnicu-Vîlcea în 1967 intensitatea maximă $I_{max} = 3^*$. În 1969 C. Radu şi V. Mârza au admis ca intensitate maximă pentru Arnota gradul 4 la limita inferioară (gradul 3,5). În lucrarea [4] am adoptat pentru Arnota ca intensitate maximă gradul 3 la limita inferioară (gradul 2,5).

Ţinînd seama de faptul că mănăstirea Arnota este o construcţie foarte veche, care a suferit deja unele avarii şi care conţine picturi foarte sensibile la şocuri, este foarte greu pentru un seismolog sau un grup de seismologi să stabilească intensitatea maximă (I_{max}) la care monumentul nu va suferi nici un fel de avarii.

Vitezele maxime de oscilaţie prezentate în tabela 2 şi scara de intensităţi dată în lucrarea [8] ne-au folosit la determinarea intensităţii I a celor nouă explozii cu microîntîrziere studiate (tabela 3).

Tabela 3

Intensităţile exploziilor

Nr. crt.	Data	I	Nr. crt.	Data	I
1	1970.VII.16	1	6	1971.V. 20	3
2	1970.X. 21	2,5	7	1971.VIII.07	3,5
3	1971.II. 25	1	8	1971.VIII.10	1,5
4	1971.III. 09	2,5	9	1971. X. 05	3
5	1971.IV. 05	2,5			

După cum se observă din această tabelă, intensităţile celor 9 explozii în zona monumentului Arnota au valori cuprinse între gradele 1 şi 3,5. Nu trebuie să deducem de aici că monumentul Arnota va rezista şi la şocuri de gradul 3 sau 3,5, întrucît acest monument a fost şi va fi supus la şocuri produse de multe explozii, ceea ce va face, dacă nu se va stabili corect o intensitate maximă, ca la un moment dat el (monumentul) să cedeze, avariindu-se. De aceea s-a considerat că acest parametru (I_{max}) trebuie dat de specialişti în construcţii şi în probleme de rezistenţă a picturilor la şocuri. Ne simţim totuşi datori a semnala că în literatura de specialitate [10] se admite pentru construcţii de tipul Arnotei intensitatea maximă 2 la limita inferioară ($I_{max} = 1{,}5$).

În cele ce urmează prezentăm variaţia încărcăturilor de exploziv în funcţie de distanţa r dintre punctul de explozie şi Arnota pentru diferite intensităţi I, rămînînd ca Întreprinderea minieră Rîmnicu-Vîlcea să folo-

* În scara folosită atunci s-a recomandat gradul 4,5, care în scara MSK este echivalent cu gradul 3.

sească graficele care dau variațiile încărcăturilor de exploziv pentru intensitatea maximă I_{max}, care va fi stabilită de comisia de specialiști în probleme de construcții și de rezistență a picturilor la șocuri.

Pe baza graficului din figura 3 am construit curbele din figura 4, care exprimă variația încărcăturii maxime pe treaptă $q_{t,max}$ în funcție de distanța r dintre explozie și monumentul Arnota. Curbele de variație sînt date pentru intensitățile $I=1$; 1,5 ; 2 ; 2,5 ; 3 ; 3,5 ; 4. Datele din graficul 4 sînt prezentate sintetic în tabela 4. Folosind datele din tabela 1, am

Tabela 4

Încărcătura maximă pe treaptă $q_{t,\,max}$ pentru fiecare explozie

I (scara MSK) / r (m)	$q_{t,\,max}$ echivalent AM-1 (kg)						
	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4
300					570	1060	1480
400				660	1120	1570	2000
500			670	1160	1600	2030	2700
600		600	1180	1600	2040	2680	3600
700		1050	1500	1910	2420	3280	—
800	700	1300	1720	2160	2800	—	—
900	980	1500	1960	2430	3250	—	—
1000	1240	1740	2200	2800	—	—	—
1100	1480	1940	2440	3160	—	—	—
1200	1700	2120	2700	3580	—	—	—
1300	1860	2260	2940	—	—	—	—
1400	2000	2440	3250	—	—	—	—
1500	2160	2660	3600	—	—	—	—

Tabela 5

Valorile încărcăturii medii în funcție de distanța r dintre punctul de explozie și mănăstirea Arnota

I (scara MSK) / r(m)	$q_{t,\,med}$ echivalent AM-1 (kg)						
	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4
300					380	700	1140
400				390	700	1150	1650
500			440	720	1150	1650	2150
600		400	700	1070	1550	2050	2500
700		640	980	1400	1920	2430	2700
800	510	830	1220	1690	2250	2600	—
900	670	1000	1430	2000	2460	—	—
1000	820	1180	1630	2270	2600	—	—
1100	980	1340	1900	2475	—	—	—
1200	1140	1550	2150	2610	—	—	—
1300	1290	1730	2370	—	—	—	—
1400	1440	1920	2530	—	—	—	—
1500	1580	2050	2650	—	—	—	—

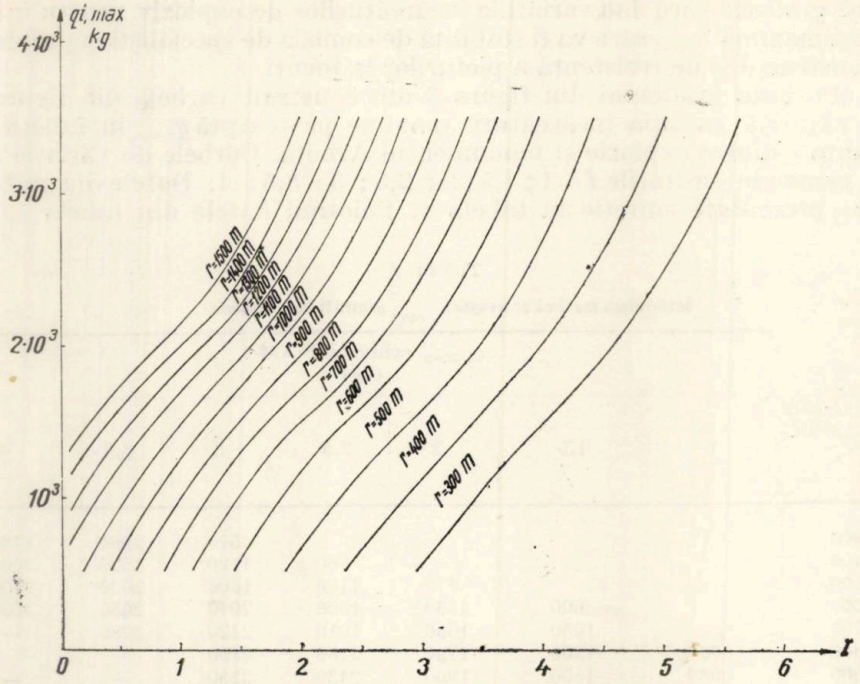


Fig. 3. — Graficul variației intensității I în funcție de încărcătura $q_{t,max}$, pentru diferite distanțe r.

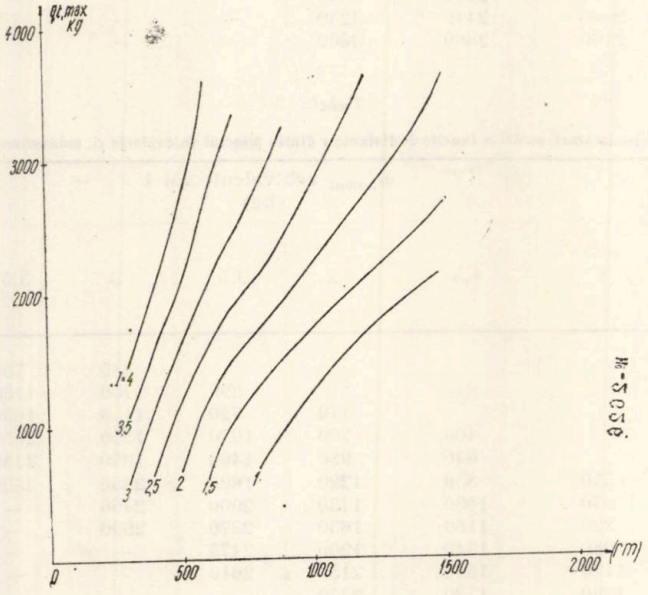


Fig. 4. — Graficul variației încărcăturii $q_{t\,max}$ în funcție de distanța **r** pentru diferite intensități I.

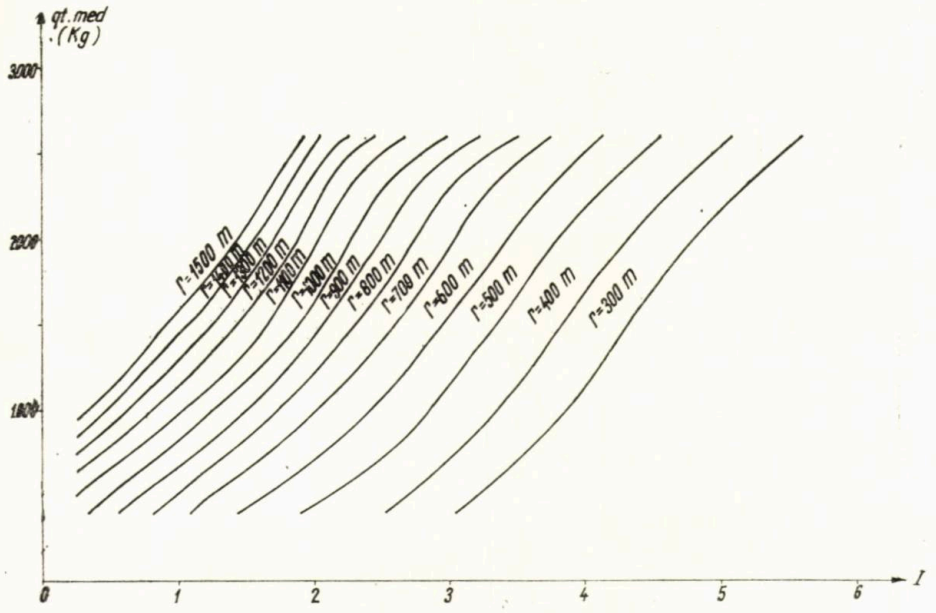


Fig. 5. — Graficul variaţiei intensităţii I în funcţie de încărcătura $q_{t,\,med}$ pentru diferite distanţe r.

Tabela 6

$r(m)$ \ I (scara MSK)	q_{tot} echivalent AM-1 (kg)						
	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4
300					4180	7700	12540
400				4290	7700	12650	18150
500			4840	7920	12650	18150	23650
600		4400	7700	11770	17050	22550	27500
700		7040	10780	15400	21120	26730	29700
800	5610	9130	13420	18590	24750	28600	—
900	7370	11000	15730	22000	27060	—	—
1000	9020	12980	17930	24970	28600	—	—
1100	10780	14740	20900	27225	—	—	—
1200	12540	17050	23650	28710	—	—	—
1300	14190	19030	26070	—	—	—	—
1400	15840	21120	27830	—	—	—	—
1500	17380	22550	29150	—	—	—	—

determinat încărcătura medie pe treaptă $q_{t,\,med}$ pentru fiecare dintre cele nouă explozii, iar rezultatele obţinute au servit la întocmirea graficului din figura 5, grafic care exprimă variaţia intensităţii I în funcţie de încărcătura medie pe treaptă. Din acest grafic am dedus valorile încărcăturii medii în

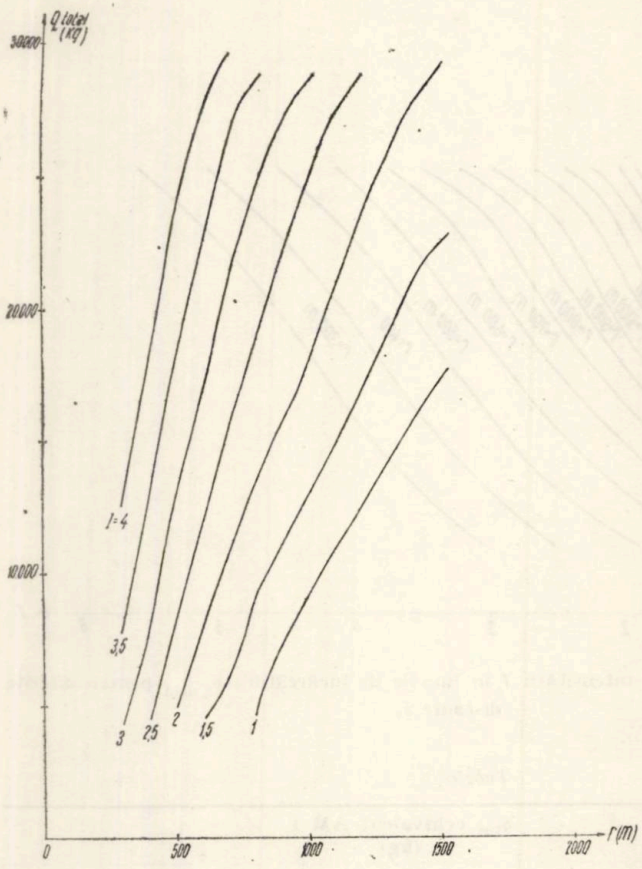


Fig. 6. — Graficul variaţiei încărcăturii q_{total} în funcţie de distanţa r pentru diferite intensităţi I.

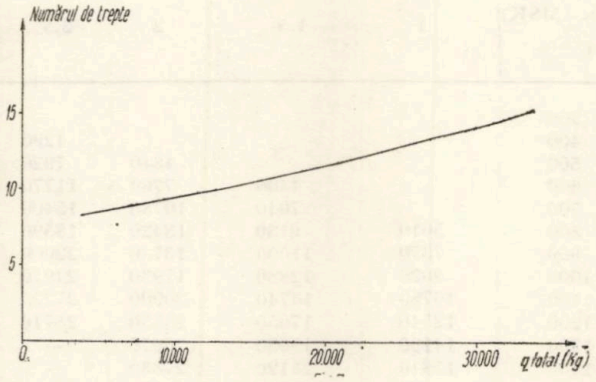


Fig. 7. — Graficul dependenţei numărului de trepte de întîrziere în funcţie de încărcătura totală.

funcţie de distanţa r dintre punctul de explozie şi monumentul Arnota. Aceste valori sînt prezentate în tabela 5 pentru intensităţi cuprinse între gradele 1 şi 4.

Determinînd numărul mediu de trepte folosite la cele nouă explozii şi folosind datele din tabela 5, am întocmit graficele din figura 6. Aceste

grafice exprimă variația încărcăturii totale q_{tot} în funcție de distanța r dintre punctul de explozie și monumentul Arnota pentru intensități cuprinse între gradele 1 și 4. Valorile q_{tot} au fost obținute prin înmulțirea valorilor $q_{t,med}$ cu numărul mediu de trepte care s-a dedus a fi egal cu 11. Datele din figura 6 sînt prezentate sintetic în tabela 6.

Pe baza datelor din tabela 1 am reprezentat grafic numărul de trepte în funcție de încărcătura totală folosită la cele nouă explozii. Punctele obținute ne-au ajutat să trasăm curba din figura 7. Datele din figura 7 sînt trecute și în tabela 7. Această tabelă arată cîte trepte de întîrziere trebuie folosite în funcție de încărcătura totală.

Tabela 7

q_{tot} (kg) echivalent AM-1	Număr de trepte
5000	9
5000—14000	10
14000—18000	11
18000—22000	12
22000—26000	13
26000—30000	14
30000—34000	15

După cum se observă, la determinarea tuturor parametrilor ceruți am aplicat metoda elaborată de Enescu [5], metodă căreia i-am adus unele completări legate de noile condiții de efectuare a exploziilor (explozii cu microîntîrziere).

Metoda elaborată de Medvedev [8], deși se referă și la explozii cu microîntîrziere, n-a putut fi aplicată, întrucît ea nu permite determinarea încărcăturii maxime pe treapta de întîrziere, ci numai a încărcăturii totale.

2.3. CONCLUZII

În urma cercetărilor făcute privind efectul exploziilor din cariera Pietreni-Bistrița asupra monumentului istoric Arnota, se pot trage următoarele concluzii mai importante:

1. Instalarea unei stații seismice temporare la Arnota s-a dovedit a fi fost foarte utilă pentru înregistrarea exploziilor produse în cariera de calcar Pietreni-Bistrița.

2. Înregistrările au fost suficient de clare pentru a se determina parametrii dinamici mai importanți ai oscilațiilor: amplitudinea maximă a deplasării solului, perioada de oscilație, viteza maximă de oscilație și durata de oscilație. Toți acești parametri sînt prezentați în tabela 2, alături de alte date referitoare la cele nouă explozii cu microîntîrziere.

3. Intensitățile celor nouă explozii cu microîntîrziere studiate de noi sînt prezentate în tabela 3. După cum se observă din această tabelă,

exploziile cele mai puternice au avut intensităţi de 3—3,5 grade în zona monumentului Arnota.

4. Încărcătura maximă pe treaptă $q_{t,\max}$ în echivalent AM-1 poate fi dedusă din tabela 4 sau din figura 4 în funcţie de distanţa punct de explozie—monument Arnota şi pentru valori ale intensităţii I cuprinse între 1 grad şi 4 grade. Care anume dintre aceste valori ale intensităţii I va fi luată în considerare este un lucru pe care îl vor stabili specialiştii în construcţii şi în rezistenţă a picturilor la şocuri.

5. Încărcătura totală q_{tot} în echivalent AM-1 poate fi dedusă din tabela 6 sau din figura 6, în funcţie de distanţa punct de explozie—monument Arnota şi pentru valori ale intensităţii I cuprinse între 1 grad şi 4 grade. Care anume din aceste valori ale intensităţii I va fi luatăîn considerare este un lucru pe care îl vor stabili specialiştii de care am vorbit mai sus.

6. Numărul de trepte de întîrziere poate fi extras din tabela 7 în funcţie de încărcătura totală.

7. Din tabela 3 rezultă că monumentul Arnota a rezistat la seisme de intensităţi 3 şi chiar 3,5. Aceasta nu înseamnă că se va putea admite ca intensitate maximă la care monumentul nu va suferi nici un fel de avarii intensitatea $I_{\max} = 3$ sau 3,5, întrucît, datorită supunerii monumentului la şocuri repetate, el va putea ceda la un moment dat şi la asemenea intensităţi. Deşi am arătat în cuprinsul lucrării că intensitatea maximă admisibilă pentru Arnota urmează să fie stabilită de specialişti în această problemă, ne simţim datori a semnala că în literatura de specialitate [10] se admite pentru construcţii de tipul Arnotei intensitatea maximă 2 la limita inferioară ($I_{\max} = 1{,}5$).

8. Deşi în unele grafice şi tabele din cuprinsul acestei lucrări sînt date valori de încărcături de exploziv şi pentru distanţe r mai mici, trebuie să precizăm că distanţa minimă necesar de respectat între punctul de explozie şi monumentul Arnota este de 600 m.

9. În vederea asigurării perfectei securităţi a monumentului Arnota mai este necesară efectuarea de încercări dinamice ale acestei construcţii pentru determinarea unor parametri ai ei, printre care cel mai important este frecvenţa proprie. Aceste determinări pot fi făcute de specialişti în probleme de rezistenţă a construcţiilor la seisme. Recomandăm acest lucru, întrucît nu este exclus ca la una dintre explozii frecvenţa unei componente spectrale principale a oscilaţiilor să fie foarte apropiată de frecvenţa proprie a clădirii, ceea ce va duce la producerea fenomenului de rezonanţă şi implicit la avarierea monumentului. În asemenea cazuri, un seism de intensitate relativ mică (de exemplu $I = 2$) poate să aibă, datorită rezonanţei, efectele unui seism de intensitate mare. Observaţiile făcute la acest ultim punct (9) din concluzii nu sînt deloc în afara celor ce ni s-au cerut prin contractul încheiat cu Întreprinderea minieră Rîmnicu-Vîlcea, întrucît eventualitatea producerii unui fenomen de rezonanţă trebuie să fie luată în considerare în orice problemă care priveşte rezistenţa unei construcţii la şocuri seismice. În cazul Arnotei, acest lucru se impune şi mai mult, deoarece nu se ştie cum a fost ea dimensionată în ceea ce priveşte rezistenţa la cutremure naturale sau artificiale.

3. DETERMINAREA INTENSITĂȚII SEISMICE A UNOR EXPLOZII DIN CARIERA TELIUC

3.1. METODICA DE LUCRU. DATE DE OBSERVAȚIE

Înregistrarea exploziilor a fost făcută cu aparatură de joasă sensibilitate, amplasată la circa 65 m de punctul de lucru (fig. 8). S-au folosit două vibrografe tip VBP-3 (componentă verticală și componentă paralelă cu direcția sursă-receptor), care au fost fixate pe un perete din partea

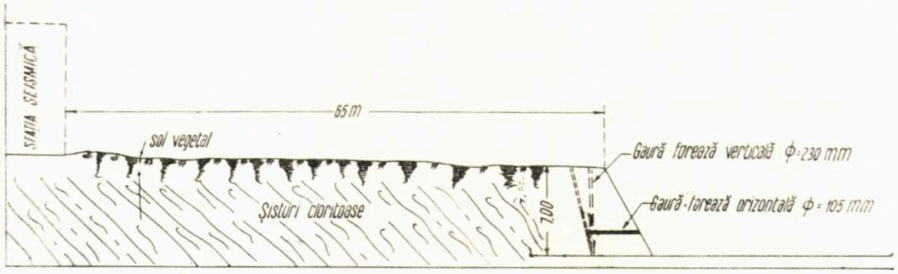


Fig. 8. — Schița amplasării seismoreceptoarelor la Teliuc.

centrală a celei mai apropiate clădiri locuite. Înregistrarea oscilațiilor s-a făcut pe hîrtie fotografică cu ajutorul unui oscilograf tip POB-12 M. Au fost înregistrate trei explozii experimentale produse în intervalul 16—18 iunie 1971 (fig. 9). Experimentarea s-a făcut prin încărcarea și pușcarea cantității de 70 kg de dinamită, distribuită în două găuri verticale adînci de 8—9 m.

Pentru a avea și o imagine a efectului exploziilor din cariera Teliuc au fost înregistrate (fig. 10) cîteva explozii de acest tip produse cu puțin timp înaintea celor experimentale. Copiile de pe seismogiame, prezentate în figurile 9 și 10, arată că efectul exploziilor din cariera Teliuc a fost mult mai mic decît cel al exploziilor experimentale din punctul de deviere al Cernei.

3.2. PRELUCRAREA DATELOR ȘI INTERPRETAREA REZULTATELOR

Măsurarea seismogramelor din figura 9 ne-a permis determinarea amplitudinii maxime A_{max} a deplasării solului, perioadei T de oscilație și vitezei de oscilație v (tabela 8).

Tabela 8

Determinarea amplitudinii maxime a deplasării solului, perioadei de oscilație și vitezei de oscilație

Nr. crt.	Data	r (m)	q (kg)	A (μ)		T (s)		v (cm/s)		I (grade)
				Z	H	Z	H	Z	H	
1	1971.VI.16	65	70	190	56	0,086	0,057	1,39	0,62	4
2	VI. 17	65	70	341	206	0,091	0,067	2,55	1,93	5+
3	VI. 18	65	70	239	64	0,091	0,067	1,65	0,60	5

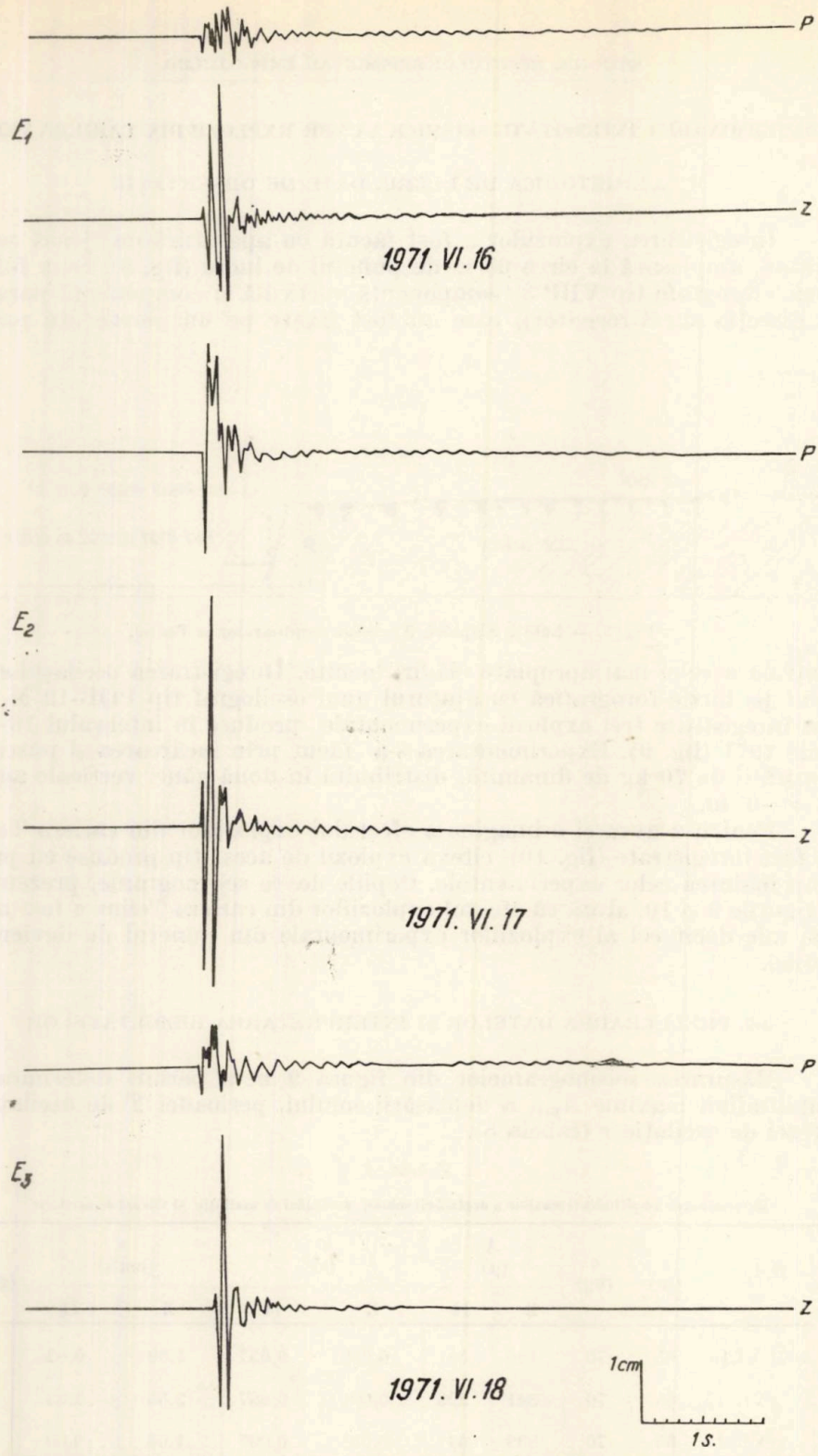


Fig. 9. — Copii de pe seismogramele exploziilor experimentale punct deviere Cerna de la 16—18 iunie 1971.

Pentru calculul intensității seismice I în punctul de observație am folosit scara de intensități dată în lucrarea [8].

Analiza datelor din tabela 8 arată că intensitatea maximă observată nu a depășit gradul 5,5, intensitate care nu prezintă pericol pentru clădirile

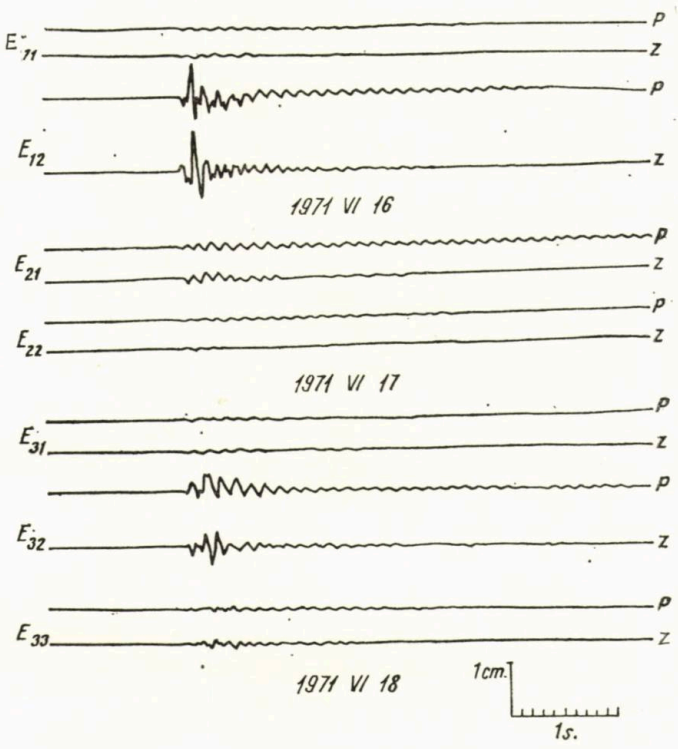


Fig. 10. — Copii de pe seismogramele exploziilor executate în cariera Teliuc.

din vecinătatea punctului de explozie dacă ținem seama de faptul că acestea au fost calculate pentru gradul 6. Trebuie precizat însă că explozii de intensități mai mici de gradul 6 (gradul 5 sau chiar 4) pot provoca avarii clădirilor din jur dacă aceste clădiri sînt supuse la șocuri repetate.

Datorită distanței relativ mici (65 m) dintre punctul de explozie și clădiri, unda de șoc „aeriană" a fost în mod sigur foarte intensă. Probabil că această undă a produs trepidații de intensitate mai mare decît intensitatea undelor de volum înregistrate pe seimogramele prezentate în figurile 9 și 10. Unda „aeriană" este caracterizată de frecvențe mult mai mari decît frecvențele undelor de volum și decît frecvența proprie a seismografelor folosite de noi. Datorită frecvenței mari, unda aeriană este caracterizată și de accelerații relativ mari ale deplasării particulelor, ceea ce în cazul construcțiilor este de primă importanță.

3.3. CONCLUZII

Experimentările din punctul de deviere a rîului Cerna au condus la următoarele concluzii :

1. Exploziile experimentale au fost înregistrate cu intensităţi de 4—5,5 grade.

2. Ţinînd seama de faptul că clădirile din apropierea locului de explozie au fost dimensionate pentru gradul 6, rezultă că ele vor trebui să reziste la şocuri de tipul celor înregistrate de noi.

3. În vecinătatea construcţiilor aflate în stare nesatisfăcătoare, lucrările vor trebui să fie executate fără material exploziv.

4. Nu este exclus ca explozii de gradul 5 sau chiar 4 să provoace avarii clădirilor dimensionate pentru gradul 6 dacă aceste clădiri vor fi supuse la şocuri repetate.

5. Pentru executarea unei cercetări mai complete a cazurilor de tipul celui din zona de deviere a rîului Cerna este necesar să fim dotaţi cu seismometre adecvate înregistrării nedeformate a undei „aeriene".

Primit la redacţie la 30 octombrie 1972

CONTRIBUTIONS TO THE STUDY OF SEISMIC EFFECT OF EXPLOSIONS UPON BUILDINGS

(Abstract)

In the first part of the paper the seismic effect of explosions with micro-delay (detonated in quarries) upon buildings is studied, for the first time in Romania. The practical results obtained refer to the explosions with micro-delay produced in Pietreni-Bistriţa quarry and to their effect upon the historical monument Arnota.

The second part of the paper contains the results of the seismic intensity determinations of some experimental explosions from the zone of Teliuc quarry.

BIBLIOGRAFIE

1. D. Enescu, C. Radu, *Determinarea efectului seismic al exploziilor din cariera de calcar Pietreni-Bistriţa asupra monumentului istoric Arnota.* St. cerc. geol., geofiz., geogr., seria Geofizică, **6**, *1* (1968).
2. D. Enescu et C. Radu, *Détermination de l'effet séismique des explosions de la carrière de calcaire de Pietreni-Bistriţa sur le monument historique (monastère) d'Arnota.* Rev. roum. géol., géophys., géogr., série Géophysique, **13**, *1* (1969).
3. D. Enescu, C. Radu, V. Ştefleа, *Studiul efectului seismic al exploziilor din cariera Crăciuneşti (Măgulicea) asupra clădirilor din comuna Băiţa.* St. cerc. geol., geofiz., geogr., seria Geofizică, **7**, *2* (1969).
4. D. Enescu, C. Radu, V. Mârza, *Cercetări privind efectul seismic al exploziilor produse în cariere.* St. cerc. geol., geofiz., geogr., seria Geofizică, **9**, *2* (1971).
5. D. Enescu, *O metodă de determinare a efectului seismic al exploziilor asupra construcţiilor.* St. cerc. geol., geofiz., geogr., seria Geofizică, **6**, *1* (1968).

6. D. Enescu, *Méthode pour la détermination de l'effet séismique des explosions sur les constructions.* Rev. roum. géol., géophys., géogr., série de Géophysique, **13**, *1* (1969).
7. S. V. Medvedev, G. A. Liamzina, *Seismiceskii effect vzrivov na rudnike.* Tr. Inst. Fiziki Zemli, *21*, 188 (1962).
8. S. V. Medvedev, *Seismike gornih vzrivov.* Moskva, Izd. „Nedra", 1964.
9. C. Radu, *Calibrarea aparaturii pentru mari deplasări.* St. cerc. geol., geofiz. geogr., seria geofizică, **6**, *1* (1967).
10. K. Arnold, *Über das Problem der Vorausberchnung von Sprengerschütterungen zur Vermeidung von Gebäudeschäden.* Vorgetragen anlässlich der 2. Internationalen sprengtechnischen Tagung in Freustat, CSSR, am 16. 9. 1969, OMNIPOL.

RELAȚIA MAGNITUDINE-INTENSITATE PENTRU CUTREMURELE INTERMEDIARE DIN REGIUNEA VRANCEA

DE

C. RADU

Institutul de geofizică aplicată, București, str. Izvor nr. 78

1. INTRODUCERE

Studiul seismicității teritoriului României din cele mai vechi timpuri și pînă în prezent necesită clasificarea magnitudinală uniformă a tuturor cutremurelor observate în această perioadă. Pentru a realiza o asemenea clasificare, trebuie stabilită relația dintre magnitudinea M și intensitatea seismică maximă I_0. Relația $M=f(I_0)$ servește la determinarea magnitudinii cutremurelor pentru care nu există informații asupra amplitudinii undelor seismice. Această problemă se pune în special pentru cutremurele produse în perioada anterioară anului 1900.

Cercetările au arătat că toate relațiile magnitudine-intensitate se exprimă prin formule de tipul [1]

$$M = aI_0 + b \log h + c \tag{1}$$

sau

$$M = aI_0 + c', \tag{2}$$

unde a, b și c (sau c') sînt constante.

O analiză detaliată a relației $M=f(I_0, h)$ pentru diferite zone seismice ale Europei este prezentată în lucrarea [2], din care reținem formulele generale pentru Europa:

$$M = \frac{2}{3} I_0 + 1{,}2 \log \cdot h - 1{,}1 \qquad (h < 150 \text{ km}) \tag{3}$$

și

$$M = 0{,}33 \; I_0 + 3{,}33 \text{ circa} \qquad (h = 83 - 150 \text{ km}). \tag{4}$$

Clasificarea magnitudinală a cutremurelor intermediare din regiunea Vrancea în scopul evaluării nivelului energetic al focarului a condus la

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ, GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 11, NR. 1, P. 71–77, BUCUREȘTI, 1973

stabilirea unei relații de tipul (2) cu mult timp în urmă [3], [4].

În lucrarea [3] a fost obținută formula

$$M = 0{,}51\ I_0 + 2{,}55, \tag{5}$$

pe baza observațiilor asupra a 26 de cutremure ($4{,}5 \leqslant I_0 \leqslant 9{,}5$ grade; $100 \leqslant h \leqslant 165$ km), produse în perioada 1908 — 1955.

În lucrarea [4] se revine asupra relației $M=f(I_0)$ și, folosind observațiile asupra a 39 de cutremure ($4 \leqslant I_0 \leqslant 9{,}5$ grade; $100 < h \leqslant 200$ km) produse în intervalul 1908 — 1963, se obține formula

$$M = 0{,}50\ I_0 + 2{,}54, \tag{6}$$

care practic coincide cu cea precedentă.

În această lucrare se revine din nou asupra relației $M=f(I_0, h)$, însă pe baza unui material de observație revizuit și adăugit. Studiul unei asemenea probleme a fost recomandat de Programul UNESCO pentru studiul seismicității Balcanilor, program la care participă și țara noastră.

2. MATERIALUL DE OBSERVAȚIE

Materialul de observație necesar stabilirii relației $M = f(I_0, h)$ pentru cutremurele intermediare din Vrancea este prezentat în tabela 1, care cuprinde informații asupra coordonatelor focarului — φ, λ și h, magnitudinii M și intensității maxime I_0 pentru un număr de 52 de cutremure produse în perioada 1908—1969.

Dimensiunile focarului — φ, λ, h, M și I_0, adoptate în tabela 1, reprezintă cele mai probabile mărimi și corespund celor notate în lucrarea [5] prin R. C. U.*.

Magnitudinea M a fost determinată la Pasadena (P), București (B) [5], [6], Lvov (L) și Vrîncioaia (V) și se referă în toate cazurile la tipul M^{**}_{LH}.

Intensitatea I_0, exprimată în grade MSK — 64 pentru majoritatea cutremurelor, a fost luată din hărțile macroseismice revizuite și prezentate ca anexă la lucrarea [5]. Specificăm că intensitatea I_0 pentru cutremurele cu focarul în astenosferă nu reprezintă I_{max} în epicentru, ci I_{max} în zona epicentrală. Intensitatea I_{max} se observă de obicei în zona orașului Focșani și diferă de intensitatea I_0 (în epicentru determinat instrumental) cu + 1 grad. Această anomalie se explică atît prin condițiile locale, cît mai ales prin mecanismul de eliberare a energiei în focar.

Exceptînd completările din perioada 1963—1970, tabela 1 reprezintă cu unele modificări datele de observație folosite în lucrarea [4] la stabilirea formulei (6).

---

* R. C. U. = Catalogul UNESCO pentru România.

** Magnitudinea M determinată la stațiile românești, deși se bazează pe unda SH, este echivalentă cu M_{PAS}.

Tabela 1

Nr.	Data	H	φ_N	λ_E	h km	M	I_0 MSK–64
1	2	3	4	5	6	7	8
1	1908 X 6	21 39	45,5	26,5	150	$6{,}75_P$	VII–VIII
2	1912 V 25	18 01	45,7	27,2	80	$6{,}00_P$	VII
3	1914 VIII 31	18 23	45,9	26,3	100	$5{,}25_L$	V–VI
4	1919 IV 18	06 20	45,7	26,8	100	$5{,}25_L$	VI
5	1928 XI 23	04 23	45,7	26,6	150	$5{,}25_L$	V–VI
6	1929 V 20	12 17	45,8	26,5	100	$5{,}25_L$	VI
7	XI 1	06 57	45,9	26,5	160	$5{,}75_P$	VI–VII
8	1934 II 2	10 59	45,2	26,2	150	$5{,}25_P$	VI
9	III 29	20 06	45,8	26,5	90	$6{,}25_P$	VII
10	1935 VII 13	00 04	45,3	26,6	140	$5{,}25_P$	VI
11	1938 VII 13	20 15	45,9	26,7	120	$5{,}25_P$	VI
12	1939 IX 5	06 02	45,9	26,7	115	$5{,}25_P$	VI
13	1940 VI 24	09 57	45,9	26,6	115	$5{,}50_P$	V–VI
14	X 22	06 37	45,8	26,4	122	$6{,}50_P$	VII
15	XI 8	12 01	45,5	26,2	145	$5{,}50_P$	VI
16	XI 10	01 39	45,8	26,7	133	$7{,}40_P$	IX
17	XI 11	06 34	46,0	26,8	150	$5{,}50_P$	VI
18	XI 19	20 27	46,0	26,5	150	$5{,}25_P$	VI
19	XI 23	14 50	45,8	26,8	150	$5{,}25_P$	V–VI
20	1943 IV 28	19 46	45,8	27,1	66	$5{,}0_M$	VI
21	1945 III 12	20 52	45,6	26,4	125	$5{,}50_B$	VI
22	IX 7	15 48	45,9	26,5	75	$6{,}50_P$	VII–VIII
23	XII 9	06 09	45,7	26,8	80	$6{,}00_P$	VII
24	1946 XI 3	18 46	45,6	26,3	140	$5{,}50_P$	VI
25	1948 III 12	21 06	45,9	26,7	150	$5{,}25_B$	V
26	IV 24	12 30	45,9	26,7	150	$4{,}80_B$	IV–V
27	1948 IV 29	00 33	45,9	26,7	150	$5{,}00_B$	IV–V
28	V 29	04 49	45,8	26,5	140	$5{,}75_P$	VI–VII
29	1949 XI 26	03 36	45,7	26,7	135	$5{,}25_B$	V–VI
30	1950 I 16	04 25	45,6	26,3	120	$5{,}30_B$	V–VI
31	VI 20	01 18	45,9	26,5	160	$5{,}50_P$	VI
32	1951 III 18	11 32	45,8	26,6	150	$4{,}90_B$	IV–V
33	1952 VIII 3	16 36	45,6	26,5	150	$5{,}20_B$	V
34	1953 V 17	02 34	45,4	26,3	150	$5{,}00_B$	V
35	1954 IV 13	10 06	45,7	26,7	120	4,90	IV–V
36	1955 V 1	21 22	45,5	26,3	135	$5{,}35_B$	V
37	1958 VI 25	07 22	45,7	26,8	150	4,50	IV
38	1959 IV 29	01 35	45,6	26,5	150	$4{,}65_B$	IV–V
39	VI 26	13 44	45,7	26,5	135	$4{,}90_B$	V
40	VIII 19	15 32	45,9	26,8	150	$5{,}10_B$	V
41	1960 I 26	20 27	45,8	26,2	140	$5{,}25_B$	V–VI
42	X 13	02 21	45,7	26,4	160	$5{,}50_B$	VI
43	1962 XI 9	02 14	45,8	26,7	130	$4{,}70_B$	IV–V
44	1963 I 14	18 32	45,7	26,6	133	$5{,}40_B$	VI
45	1965 I 10	02 52	45,8	26,6	128	5,40	VI
46	V 11	22 35	45,8	26,9	94	4,74	V
47	1966 I 18	20 20	45,9	26,8	96	4,70	V
48	X 2	11 21	45,7	26,5	140	(5,51)	VI+
49	X 15	06 59	45,7	26,3	120	$5{,}08_B$	V
50	XII 14	14 50	45,7	26,4	158	$4{,}90_B$	V
51	1968 I 6	10 23	45,8	26,6	163	$4{,}77_V$	V
52	1969 I 15	08 46	45,6	26,4	135	$4{,}73_B$	V

Observații. P = Pasadena; B = București; L = Lvov; V = Vrîncioaia.

Modificările se referă în special la intensitatea I și la adîncimea h a focarului și sînt rezultatul analizei critice a materialului de observație folosit la întocmirea catalogului de cutremure produse pe teritoriul României [5].

3. ANALIZA MATERIALULUI DE OBSERVAȚIE. REZULTATE

Materialul prezentat în tabela 1 este destul de omogen din punctul de vedere al calității parametrilor M, I_0 și h:

— pentru M ..... $\Delta M = \pm 0{,}1$;
— pentru I_0 ..... $\Delta I = \pm 0{,}5$ grade;
— pentru h ..... $\Delta h = \pm 10$ km.

Distribuția pe intervale ΔM sau Δh are greutăți diferite, fapt determinat de însuși procesul de producere al cutremurelor intermediare din regiunea Vrancea (majoritatea se produc la adîncimea $h = 130$ km, iar pentru $M > 5{,}5$ procesul are loc în „salturi" [7]).

Existența celor patru grupe de magnitudine — M_{PAS}, M_{BUC}, M_{LVV} și M_{VRI} — nu influențează asupra omogenității materialului, deoarece acestea practic coincid [8].

Pe baza materialului de observație din tabela 1 și folosind m.c.m.m.p., au fost obținute următoarele formule de tipul (1) și (2):

$$M = 0{,}58\ I_0 + 0{,}67\ \log h + 0{,}64 \tag{7}$$

și

$$M = 0{,}56\ I_0 + 2{,}18, \tag{8}$$

valabile pentru $4{,}5 \leqslant M \leqslant 7{,}4$; $\mathrm{IV} \leqslant I_0 \leqslant \mathrm{IX}$ și $65 < h \leqslant 163$ km.

Reprezentarea grafică a ecuației (8) este prezentată în figura 1. Dacă în relația (7) se înlocuiește $h = 130$ km, se obține formula

$$M = 0{,}58\ I_0 + 2{,}06, \tag{9}$$

care conduce practic la aceleași valori ale magnitudinii M ca și formula (8).

Formula (7) diferă de formula (3), precum și de cea propusă de N. V. Shebalin pentru Carpați [9]:

$$M = 0{,}67\ I_0 + 2{,}3\ \log h - 3{,}6 \qquad (h = \mathrm{i}). \tag{10}$$

Distribuția valorilor funcției $M = f(I_0)$, calculate pe baza diferitelor formule, este prezentată în tabela 2 și în figura 2. Analiza tabelei 2 și a figurii 2 conduce la următoarele observații:

1) creșterea adîncimii focarului cu $\Delta h = 90$ km conduce la o creștere a magnitudinii cu $\Delta M = 0{,}9$ (formula (10)) și cu $\Delta M = 0{,}3$ (formula (7)).

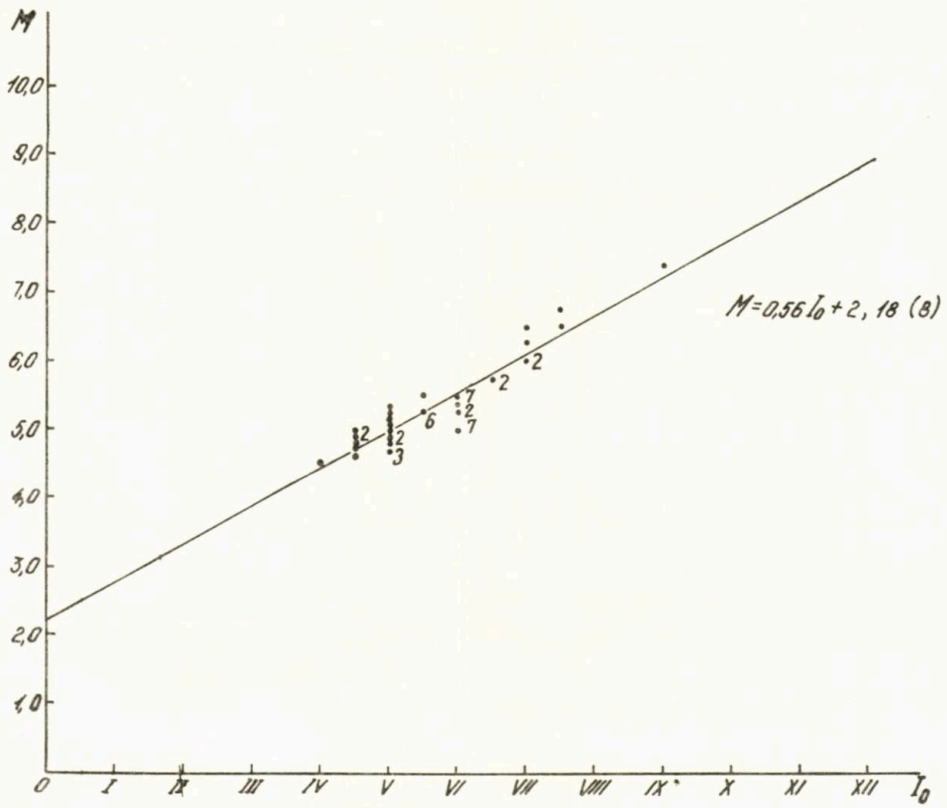


Fig. 1. — Relația magnitudine — intensitate $M = f(I_0)$ pentru cutremurele intermediare din Vrancea.

2) valoarea lui M corespunzătoare lui $I_0 = \text{XII}$ diferă de la o funcție la alta ($M_{max} = 9{,}3$);

3) valorile funcției (8) sînt foarte apropiate de cele ale funcției (10) pentru $h = 130$ km (adîncime corespunzătoare densității focale maxime) pentru $V \leqslant I_0 \leqslant \text{X}$;

4) variația intensității cu $\Delta I = \pm 1$ grad conduce la variația magnitudinii cu $\Delta M = \pm 0{,}6$ (formula (8)) și cu $\Delta M = \pm 0{,}7$ (formula (10)).

Ținînd seama de calitatea materialului de observație folosit de noi, putem afirma că formulele (7) și (8) exprimă cel mai bine comportarea cîmpului intensității seismice pentru cutremurele intermediare din regiunea Vrancea.

Dacă în relația

$$\log E = 11{,}8 + 1{,}5\ M \tag{11}$$

se înlocuiește valoarea lui M exprimată prin (7) și (8), se obțin formulele

$$\log E = 0{,}87\ I_0 + 1{,}01\ \log h + 12{,}76 \tag{12}$$

Tabela 2

I_0 grade	Magnitudinea M, calculată conform relației:							
	(4)	(10)				(5)	(6)	(8)
	h=83—150 km	h=70 km	h=100 km	h=130 km	h=160 km	h=100—165 km	h=100—200 km	h=65—160 km
I	3,7	1,3	1,7	2,0	2,2	3,1	3,0	2,7
II	4,0	1,9	2,3	2,6	2,8	3,6	3,5	3,3
III	4,3	2,6	3,0	3,3	3,5	4,1	4,0	3,9
IV	4,7	3,3	3,7	4,0	4,2	4,6	4,5	4,4
V	5,0	4,0	4,4	4,7	4,9	5,1	5,0	5,0
VI	5,3	4,6	5,0	5,3	5,5	5,6	5,5	5,5
VII	5,6	5,3	5,7	6,0	6,2	6,1	6,0	6,1
VIII	6,0	6,0	6,4	6,7	6,9	6,6	6,5	6,7
IX	6,3	6,6	7,0	7,3	7,5	7,1	7,0	7,2
X	6,7	7,3	7,7	8,0	8,2	7,6	7,5	7,8
XI	7,0	8,0	8,4	8,7	8,9	8,1	8,0	8,3
XII	7,3	8,6	9,0	9,3	9,5	8,6	8,5	8,9

Observație. Formula (4) este dată fără corecția de adîncime $\delta M^h = +0{,}92$.

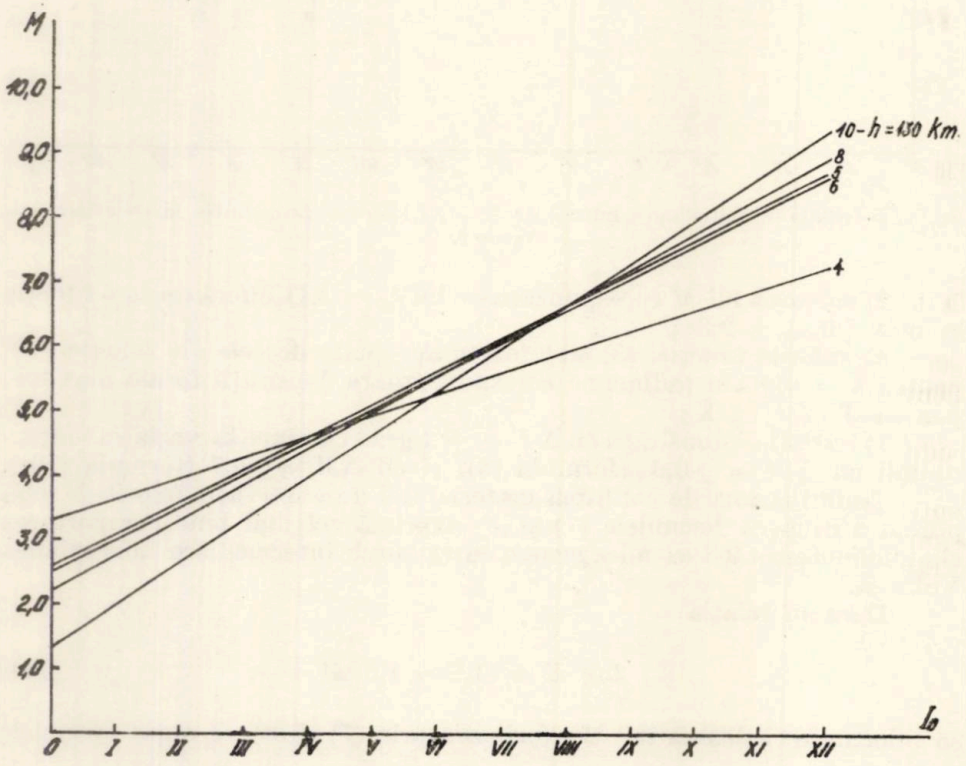


Fig. 2. — Relația magnitudine — intensitate $M = f(I_0)$ pe baza diferitelor formule.

și

$$\log E = 0{,}84\ I_0 + 15{,}07, \tag{13}$$

care permit calculul energiei seismice atunci cînd se cunoaște intensitatea seismică maximă I_0 și adîncimea focarului h.

4. CONCLUZII

Pe baza unui material de observație revizuit și adăugit au fost stabilite relațiile $M = f_1(I_0, h)$ și $E = f_2(I_0, h)$ pentru cutremurele intermediare din regiunea Vrancea.

Relațiile (8) și (13) vor servi la clasificarea magnitudinală și energetică a cutremurelor intermediare pentru care nu există informații instrumentale, problemă care se pune în special pentru cutremurele produse în perioada anterioară anului 1900 și care vor alcătui a doua parte a Catalogului UNESCO pentru România.

Primită la redacție la 8 iunie 1972

RELATION MAGNITUDE-INTENSITÉ POUR LES SÉISMES CARPATIQUES INTERMÉDIAIRES DE LA RÉGION DE VRANCEA

(Résumé)

Sur la base d'un matériau d'observation revu et complété a été établie la relation entre la magnitude M, l'intensité séismique maxima I_0 et la profondeur du foyer h pour les tremblements de terre intermédiaires de la région de Vrancea.

BIBLIOGRAFIE

1. B. Gutenberg, C. F. Richter, *Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration.* Bull. Seism. Soc. Am., **38**, 163–191 (1956) (First paper); **46**, 105–145 (1956) (Second paper).
2. V. Kárník, *Seismicity of the European Area*, Part 1, Praha, 1968.
3. T. Iosif, C. Radu, *Harakteristika obuslovlennîh napriajenii glubokovo oceaga vo Vrance.* Izv. AN MSSR, Kișinev, *4*, (1962).
4. C. Radu, *Contribution a l'étude du régime sismique de la région de Vrancea.* Rev. Roum. Géol., Géophys. et Géogr. — Série de Géophysique, *8*, 53–70, 1964.
5. C. Radu, *Catalogul cutremurelor produse pe teritoriul României în perioada 1901–1970*, manuscris, București, 1971.
6. C. Radu, *Regimul seismic al regiunii Vrancea.* St. cerc. geol. geofiz. geogr., seria Geofizică, **3**, *2*, 231–279 (1965).
7. C. Radu, *Contribuții la modernizarea rețelei seismice a României.* Raport I. G. A., tema 38, cap. 6, București, 1971.
8. C. Radu, *Asupra magnitudinii cutremurelor carpatice intermediare produse în perioada 1901–1960.* Raport I. G. A., tema 38, cap. 4, București, 1971.
9. N. V. Shebalin, *Ispolzovanie sootnoșenia mejdu intensivnostiu i ballnostiu zemletriasenii dlia oțenki glubinț astenosferț v raione Vrancea (Karpatî).* Studia geoph. et geod., *2*, (1968).

ALEGEREA TIPULUI DE GEOFONI ŞI A MODULUI DE CONEXIUNE ELECTRICĂ ÎN CADRUL GRUPĂRILOR, FACTOR IMPORTANT ÎN FILTRAREA ÎNREGISTRĂRILOR SEISMICE

DE

VIRGIL BARDAN

I.P.G.G.H., Bucureşti, str. Coralilor nr. 20

1. INTRODUCERE

Geofonul, fiind un sistem electromecanic, are ca intrare variabilă viteza carcasei sale, care, în cazul unui cuplaj perfect cu solul, este componenta verticală a vitezei solului, iar ca ieşire tensiunea electrică de la bornele sale. Caracteristica de transfer (de frecvenţă) a unui geofon, care este dată de fabricant şi care poate fi ridicată şi experimental, are forma celor din figura 1. Această caracteristică, ce depinde de parametrii constructivi ai geofonului şi de rezistenţa R de la bornele sale, poate fi exprimată numeric, desigur aproximativ, prin factorul de amortizare b.

În cazul înregistrărilor seismice cu un singur geofon pe canal (fig. 2), considerînd impedanţele cablului şi intrării amplificatorului pur rezistive ($Z_c = R_c$ şi $Z_i = R_i$), caracteristica de frecvenţă a geofonului va fi cea corespunzătoare lui $R = R_c + R_i$. Luînd în consideraţie tensiunea de la intrarea amplificatorului, această caracteristică trebuie multiplicată cu factorul $R_i/(R_c + R_i)$. Prin conectarea unei rezistenţe R_a (rezistenţă de amortizare) la bornele geofonului, se poate obţine o caracteristică de frecvenţă plată (factorul de amortizare cuprins între 0,50 şi 0,75), caracteristică preferată la înregistrările seismice.

Cînd se folosesc la înregistrare mai mulţi geofoni pe canal (o grupare de geofoni), caracteristica de transfer a sistemului considerat (grupare-cablu-intrare amplificator) se referă la intrarea $\sum_i V_i(t)$, unde $V_i(t)$ este viteza carcasei geofonului i din grupare, şi la ieşirea $u(t)$, tensiunea electrică ce apare la intrarea amplificatorului. În acest caz se poate obţine o caracteristică de transfer convenabilă prin alegerea tipului de geofoni şi a conexiunii acestora în grupare în funcţie de impedanţele cablului şi ale intrării amplificatorului. Un alt factor ce depinde de alegerea realizării unei grupări este

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 11, NR. 1, P. 79–88, BUCUREŞTI, 1973

raportul $u(t)/\sum_i V_i(t)$, care măsoară sensibilitatea totală a sistemului şi care are importanţă numai cînd tensiunea $u(t)$ corespunzătoare reflexiilor nu este cu mult mai mare decît tensiunea de zgomot a amplificatorului. Avînd în vedere aceste lucruri, ne propunem să facem un studiu al sistemului

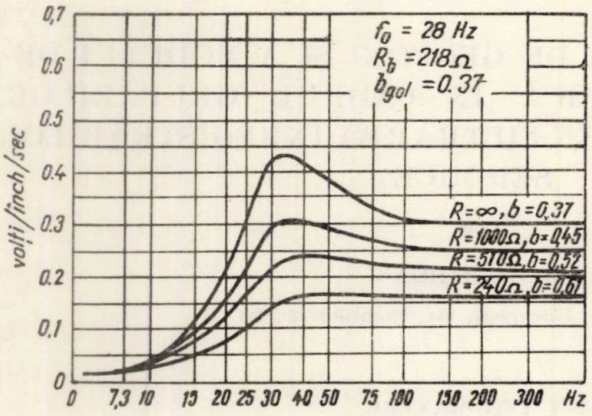


Fig. 1. — Caracteristica de frecvenţă a geofonului.

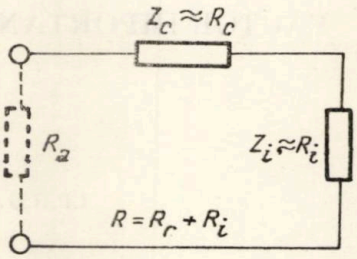


Fig. 2. — Circuitul de sarcină al geofonului cînd se înregistrează cu un singur geofon pe canal.

grupare-cablu-intrare amplificator pentru a da o metodă rapidă de alegere a modului optim de realizare pentru o grupare (se consideră impedanţa cablului şi impedanţa intrării amplificatorului pur rezistive) şi apoi de a ridica la un calculator numeric caracteristica de frecvenţă a combinaţiei alese. În acest studiu se prezintă circuitul electric echivalent al geofonului, dîndu-se o metodă de calcul pentru parametrii săi şi un circuit electric echivalent pentru sistemul grupare-cablu-intrare amplificator.

2. CIRCUITUL ELECTRIC ECHIVALENT AL GEOFONULUI

Modelul matematic al unui sistem rezonant mecanic simplu fiind identic cu cel al unui circuit electric rezonant, se pot stabili, prin identificare, analogii între variabilele şi elementele parametrice ale celor două sisteme. În cazul dispozitivelor electromecanice, unde modelul matematic implică variabile şi parametri electrici şi mecanici, este posibilă înlocuirea unor mulţimi de variabile şi de parametri prin analoagele lor, în aşa fel încît analizele să poată fi date fie în termeni electrici, fie în termeni mecanici. Geofonul oferă un exemplu ideal pentru exploatarea analogiei electrice a elementelor sale mecanice. În acest fel se simplifică analiza comportării geofonului în circuitul seismic în care el intervine.

Geofonul, ca sistem electromecanic, are ca intrare viteza carcasei sale, care în cazul unui cuplaj perfect cu solul este componenta verticală a vitezei solului. Structura magnetică ce creează cîmpul magnetic este fixată de carcasa geofonului. Bobina este suspendată de carcasă printr-un

suport arcuit. Viteza geofonului (carcasei) V_c este viteza sa verticală în raport cu un punct fix din spațiu. Prin arc se transmite forța dintre carcasă și masa bobinei, iar amortizarea se realizează prin forța de frecare a bobinei cu aerul și prin forța ce se naște la trecerea curentului prin bobină.

Sistemul mecanic rezonant al geofonului este cel din figura 3, în care se presupune că masa bobinei M se deplasează cu viteza v (viteza bobinei față de punctul fix din spațiu), K este constanta Hook a arcului de suspensie al bobinei, iar B coeficientul de proporționalitate cu viteza al forței de amortizare.

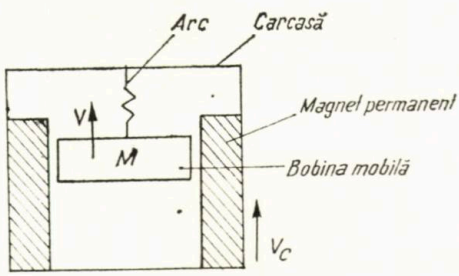


Fig. 3. — Sistemul mecanic rezonant al geofonului.

Forța care produce mișcarea bobinei fiind $K \int_0^t [V_0(t) - V(t)]\,dt$, rezultă ecuația mișcării absolute:

$$K \int_0^t [V_c(t) - V(t)]\,dt = M \frac{dv(t)}{dt} + B[V(t) - V_c(t)]. \qquad (1)$$

Considerînd următoarele analogii mecanoelectrice:
— forță variabilă $f(t)$ = curent electric variabil $i(t)$;
— viteză variabilă $v(t)$ = tensiune electrică $e(t)$;
— masa M = capacitatea electrică C;
— coeficientul de amortizare B = inversul rezistenței $1/R$;
— constanta Hook K = inversul inductanței $1/L$,
se ajunge la circuitul echivalent al geofonului din figura 4.

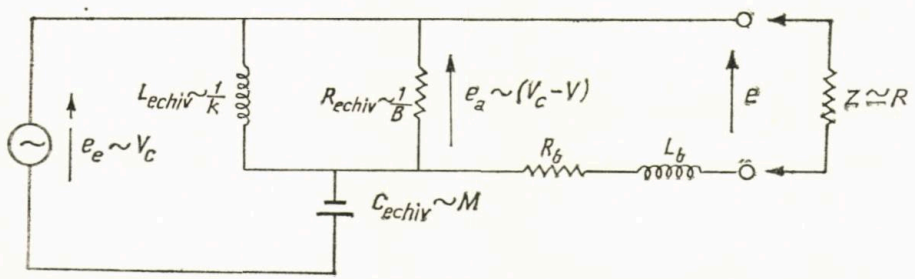


Fig. 4. — Circuitul electric echivalent al geofonului.

În serie cu ieşirea electrică analogică se găseşte rezistenţa electrică a bobinei R_b şi inductanţa sa L_b.

Sensibilitatea geofonului G:

$$G = e_a / (V_c - V), \tag{2}$$

se poate calcula teoretic cu formula

$$G = K_1 \Phi l, \tag{3}$$

unde Φ este densitatea de flux magnetic, $l$lungimea conductorului bobinei, iar K_1 o constantă care depinde de sistemul de unităţi folosit. Dar G se poate citi direct pe partea plată a caracteristicii de gol a geofonului ($G = 0{,}3$ volţi/inch/s pentru geofonul cu caracteristicile de transfer din figura 1).

La trecerea curentului i prin bobină, asupra ei se naşte forţa

$$F = 10^7 Gi, \tag{4}$$

de unde rezultă

$$B = \frac{\text{forţă}}{\text{viteză}} = \frac{10^7 Gi}{(e_a/G)} = \frac{10^7 G^2}{(e_a/i)} = \frac{10^7 G^2}{R_{\text{echiv.}}}, \tag{5}$$

deci

$$R_{\text{echiv.}} = 10^7 G^2/B. \tag{5'}$$

În mod similar

$$L_{\text{echiv.}} = 10^7 G^2/K \tag{6}$$

şi

$$C_{\text{echiv.}} = 10^{-7} M/G^2. \tag{7}$$

Mărimile care intervin în aceste formule sînt exprimate în sistemul de unităţi CGS practic (viteza în cm/s, forţa în dyne, rezistenţa electrică în ohmi, inductanţa în henry, capacitatea electrică în farazi, tensiunea în volţi, intensitatea în amperi, masa în grame, iar G în volţi/cm/s). Frecvenţa de rezonanţă mecanică a geofonului, exprimată în Hz, se poate calcula cu formula

$$f_0 = \frac{1}{2\pi \sqrt{L_{\text{echiv.}} C_{\text{echiv.}}}} = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{K}{M}}. \tag{8}$$

Coeficientul de amortizare al geofonului. Dacă bobina geofonului suferă o deplasare unitară bruscă, tensiunea e_a (fig. 4) verifică ecuaţia

$$C_{\text{echiv.}} \frac{de_a}{dt} + \frac{1}{R_{\text{echiv.}}} e_a + \frac{1}{L_{\text{echiv.}}} \int_0^t e_a \, dt = 0, \tag{9}$$

care admite ca soluție particulară pe

$$e_a(t) = Ae^{-\beta t}\cos \omega t, \tag{10}$$

unde

$$\beta = \frac{1}{2C_{\text{echiv.}} \cdot R_{\text{echiv.}}}, \tag{11}$$

$$\omega_0 = 2\pi f_0 = \frac{1}{\sqrt{L_{\text{echiv.}} \cdot C_{\text{echiv.}}}}, \tag{12}$$

$$\omega^2 = \omega_0^2 - \beta^2 = \omega_0^2 \left(1 - \frac{\beta^2}{\omega_0^2}\right), \tag{13}$$

iar A o constantă.

Coeficientul de amortizare b al geofonului se definește prin

$$b = \frac{\beta}{\omega_0} = \frac{1}{4\pi f_0 R_t C_{\text{echiv.}}}, \tag{14}$$

unde

$$\frac{1}{R_t} = \frac{1}{R_{\text{echiv.}}} + \frac{1}{4\pi f_0 R_t C_{\text{echiv.}}}, \tag{15}$$

deci

$$b = b_{\text{gol}} + b_s,$$

unde

$$b_{\text{gol}} = \frac{1}{4\pi f_0 R_{\text{echiv.}} \cdot C_{\text{echiv.}}} \tag{16}$$

este coeficientul de amortizare al geofonului în circuit deschis, iar

$$b_s = \frac{1}{4\pi f_0 R_s C_{\text{echiv.}}} \tag{17}$$

coeficientul de amortizare datorat rezistenței $R_s = R_b + R$ (se neglijează inductanța bobinei L_b în raport cu aceste rezistențe, vezi fig. 4). Din (13) se vede că, pentru $b = 1$, $f = 0$, adică mișcarea este aperiodică, iar pentru $b = 0$, $f = f_0$ mișcarea fiind neamortizată.

Dacă se măsoară amplitudinile maxime consecutive a_n și a_{n+1} ale oscilației unui geofon provocate de o deplasare bruscă, se poate calcula factorul de amortizare b pentru acest geofon din formula

$$\frac{a_n}{a_{n+1}} = \exp\left(\frac{\pi b}{\sqrt{1-b^2}}\right). \tag{18}$$

Răspunsul de frecvență al geofonului. Considerînd un regim de excitație sinusoidal de pulsație ω și neglijînd pe L_b, din circuitul din figura 4 rezultă

$$e_a = e_e \frac{L_{\text{echiv.}} \cdot C_{\text{echiv.}}\, \omega^2}{L_{\text{echiv.}} \cdot C_{\text{echiv.}} \cdot \omega^2 - 1 - j\omega\, L_{\text{echiv.}}/R_t}, \tag{19}$$

unde

$$R_t = \frac{R_{\text{echiv.}}\,(R + R_b)}{R_{\text{echiv.}} + R + R_b}, \tag{20}$$

iar

$$e = \frac{R}{R + R_b}\, e_a. \tag{21}$$

Ținînd seama de notațiile folosite mai sus, din (19) deducem

$$\left|\frac{e_a}{e_e}\right| = \frac{n^2}{[(1-n^2)^2 + 4\,b^2\,n^2]^{1/2}}, \tag{22}$$

precum și defazajul $\Phi\,(e_a, e_e)$, dintre cele două tensiuni:

$$\Phi\,(e_a, e_e) = -\operatorname{arctg}\left\{\frac{2bn}{1-n^2}\right\}, \tag{23}$$

unde

$$n = \frac{\omega}{\omega_0} = \frac{f}{f_0}.$$

Determinarea parametrilor circuitului echivalent al geofonului. Circuitul echivalent al geofonului și formulele (5), (6) și (7) au fost deduse fără să ținem seama de anumiți factori, ca neliniaritatea și pierderile de energie din sistemul electromecanic al geofonului. Pentru ca acest circuit să reprezinte cît mai exact comportarea geofonului în regim dinamic, se vor deduce parametrii săi (G, $L_{\text{echiv.}}$, $R_{\text{echiv.}}$, $C_{\text{echiv.}}$) din caracteristici ridicate experimental. Se pot folosi în acest scop caracteristicile de tipul celor din figura 1, care de obicei sînt ridicate de fabricant. Plecînd de la valori aproximative, determinate cu formulele (5), (6) și (7), se caută să se obțină $C_{\text{echiv.}}$, $L_{\text{echiv.}}$,

$R_{echiv.}$ pentru care circuitul echivalent are un răspuns cît mai apropiat de caracteristicile geofonului respectiv. Pentru aceste determinări se folosesc formulele (8), (14), (16), (17), (21) și (22).

3. CIRCUITUL ELECTRIC ECHIVALENT AL UNEI GRUPĂRI DE GEOFONI

O grupare de geofoni este alcătuită din subgrupe în care geofonii sînt legați în serie sau paralel și care, la rîndul lor, se pot conecta în paralel sau în serie. Să considerăm o grupare alcătuită din m subgrupe de n geofoni legați în serie, subgrupele fiind conectate în paralel, și care are la bornele sale impedanța z (fig. 5*a*). Presupunînd un circuit analogic simplificat pentru geofon (fig. 5*b*) și considerînd toți geofonii identici, efectul geofonului j asupra impedanței de sarcină z poate fi dedus din circuitul echivalent din figura 5*c*. Acest circuit echivalent este identic pentru orice geofon din

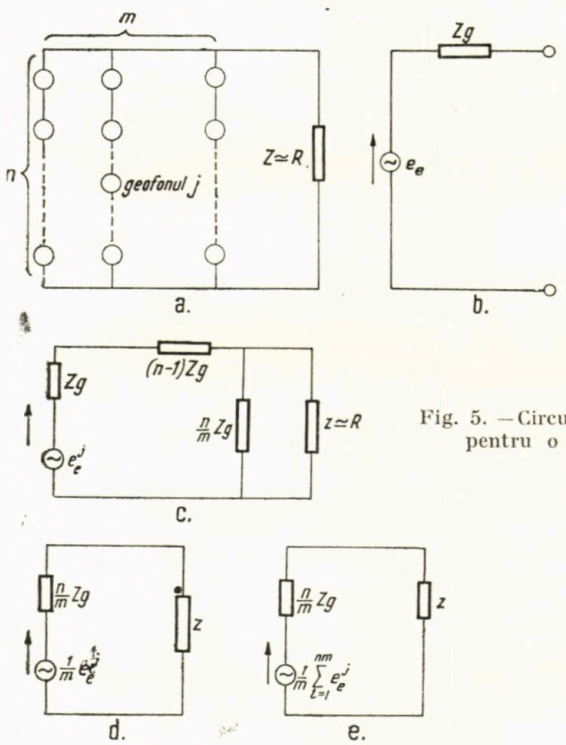


Fig. 5. — Circuitele electrice echivalente pentru o grupare de geofoni.

grupare, datorită simetriei conexiunilor (tot din cauza simetriei nu are importanță dacă se fac subgrupele în serie și după aceea se leagă în paralel sau invers). Aplicarea teoremei lui Thevenin la circuitul din figura 5*c* produce o simplificare a circuitului echivalent, cum se arată în figura 5*d*. Circuitul echivalent pentru întreaga grupare va avea o configurație iden-

tică, exceptînd sursa de tensiune, care devine acum suma tuturor e^j (fig. 5*e*).

4. ALEGEREA TIPULUI DE GEOFONI ȘI A MODULUI DE CONEXIUNE ELECTRICĂ ÎN CADRUL GRUPĂRILOR

Pentru realizarea unei grupări cu un număr dat de geofoni și care se termină pe o anumită impedanță z (impedanța cablului și impedanța de intrare a amplificatorului), se procedează în felul următor :

— se determină parametrii circuitului electric analogic echivalent pentru tipurile de geofoni de care se dispune (G, $C_{echiv.}$, $R_{echiv.}$, $L_{ecniv.}$), după cum s-a arătat în paragraful 2 ;

— se determină impedanța cablului z_c pentru canalul depărtat și pentru cel apropiat al înregistrării și impedanța de intrare a amplificatorului seismic z_i (prin măsurători și calcul) ;

— se calculează factorii de amortizare b pentru diferitele posibilități de realizare a unei grupări (tipul de geofoni folosiți și modul de conexiune al acestora în grupare), aproximînd impedanța $z=z_c+z_i$ prin rezistența $R=R_c+R$. În acest scop se folosește formula (14), aplicată circuitului echivalent al grupării din figura 5*e* pentru un singur geofon (lui z_g îi corespunde $\frac{m}{n}$ din rezistența de amortizare R) :

$$b = \frac{1}{4\pi f_0 C_{echiv.}} \left[\frac{1}{R_{echiv.}} + \frac{1}{R_b + \frac{m}{n} R} \right]; \tag{14}$$

— se calculează sensibilitatea totală a sistemului grupare-cablu-intrare amplificator, exprimată prin raportul dintre tensiunea de la bornele amplificatorului și viteza carcasei unui geofon (se presupune că toți geofonii au aceeași viteză). Analizînd circuitul echivalent din figura 5*e*, acest raport S are pentru frecvențe înalte (partea plată a caracteristicii geofonului) formula de calcul

$$S = \frac{mn\,RG}{nR_b + m\,R}. \tag{24}$$

Cunoscînd factorii de amortizare echivalenți pentru diferitele posibilități de realizare a unei grupări, din caracteristicile tipului de geofon folosit în grupare (fig. 1) vom avea o imagine aproximativă asupra caracteristicii de filtru pentru sistemul grupare-cablu-geofon. În funcție de această caracteristică se alege combinația optimă.

Un al doilea criteriu în alegerea combinației optime poate să fie sensibilitatea S. Acest criteriu are un caracter secundar și se ia în considerație atunci cînd se dorește înregistrarea reflecțiilor de amplitudini mici, comparabile cu zgomotul de intrare al amplificatorului.

5. CARACTERISTICA DE FRECVENȚĂ A SISTEMULUI GRUPARE DE GEOFONI – CABLU – INTRARE AMPLIFICATOR

Considerînd impedanța z de la bornele grupării pur rezistivă ($z = R_c + R_i$) și ținînd seama de circuitele echivalente din figurile 4 și 5*e*, unde $z_g \simeq R_b$ (rezistența bobinei), funcția de transfer a sistemului grupare—cablu—geofon are, în afara unui factor de scală, expresia

$$H(\omega) = M(\omega)\, e^{j\Phi(\omega)}, \tag{25}$$

unde caracteristica de amplitudine $M(\omega)$ și caracteristica de fază $\Phi(\omega)$ se calculează cu formulele (22), respectiv (23), în care b se calculează cu (14').

Caracteristicile de mai sus se pot ridica ușor folosind un calculator numeric.

Din analiza circuitelor echivalente ale geofonului și ale grupării se poate obține expresia funcției de transfer (25) cînd impedanța de la bornele grupării $z = z_c + z_i$ nu poate fi aproximată printr-o rezistență.

6. CONCLUZII

Sistemul electromecanic grupare de geofoni—cablu—circuit de intrare amplificator este un factor important în stabilirea caracteristicii de frecvență a sistemului total de înregistrare seismică.

La realizarea unei înregistrări seismice, alegerea combinației optime grupare — cablu — amplificator se face în funcție de proprietățile de filtrare dorite.

Caracteristica de frecvență ce se preferă pentru o astfel de combinație este un filtru taie-jos și poate fi ridicată cu precizie la un calculator numeric.

Sensibilitatea sistemului (raportul dintre tensiunea electrică de la intrarea amplificatorului și viteza carcasei geofonilor) este al doilea factor de care se ține seama la alegerea combinației optime de grupare.

Primit la redacție la 26 noiembrie 1972

GEOPHONE TYPE SELECTION AND GEOPHONE CONNECTION IN PATTERNS, AS AN IMPORTANT TOOL IN SEISMIC RECORDS FILTERING

(Abstract)

The vertical component of the ground velocity (the geophone case velocity) is the subject to a frequency filtering process prior to its appearance as an electrical signal to the seismic amplifier input.

The characteristics of this filter depend on the geophone parameters, the electrical connection mode in the geophone pattern, the seismic cable impedance and the input impedance of the amplifier.

A detailed study concerning the filtering effect of the total system comprising : geophone patterns, seismic cable and amplifier input has been made. The paper presents the optimum combination of geophone pattern and a method used to plot the frequency characteristics of this optimum combination by means of a digital computer.

The equivalent electrical circuit of the geophone with a method used in the computation of its parameters and generally, the overall electrical equivalent circuit of the system has been presented.

BIBLIOGRAFIE

1. I. P. LINDSEY, *Filtering Characteristics of Multiple Seismometer Groups, Long Cables, and The Amplifier Input Impedance.* IEEE Transaction on geoscience electronics, **1**, *GE*-9,34 (1971).
2. B. A. PALMER, *A New Technique for The Measurement of Geophone Parameters under Field Conditions.* Geophisical Prospecting, **XII**, *4*, 423 (1964).

APLICAȚIILE TEORIEI INFORMAȚIEI LA PRELUCRAREA PRELIMINARĂ A DIAGRAFIEI DE SONDĂ*

DE

ALEXANDRU BABSKOW

Întreprinderea de carotaj și perforare, Ploiești, str. Ștrandului nr. 2

8. FILTRE INVERSE OPTIMALE ȘI APLICAREA LOR LA PRELUCRAREA ÎNREGISTRĂRILOR DE CAROTAJ ACUSTIC

Filtrele inverse optimale utilizate în diverse aplicații, atît în geofizică, cît și în alte domenii ale tehnicii (radiocomunicații, radioastronomie etc.), în diferite variante de realizare, pleacă, în general, de la același criteriu de optimizare, și anume minimizarea erorii medii pătratice dintre estimatul semnalului (sau semnalul restaurat) și semnalul dorit (vezi cap. 6 și 7). În cazul filtrelor Wiener, aceasta duce la rezolvarea unei ecuații integrale (ecuația Wiener-Hopf) sau a unui sistem de ecuații lineare, numite ecuații normale (forma discretă a ecuațiilor Wiener-Hopf). În acest capitol se va descrie o metodă de prelucrare a înregistrărilor de carotaj acustic utilizînd o variantă a filtrelor inverse Wiener (Foster, Hicks și Nipper, 1962; Meder, 1971; Lindseth, 1966; Runge și Powell, 1967).

Pentru înregistrările de carotaj acustic se face observația că informația în sensul lui Shannon (vezi cap 10) conținută în semnalul geofizic este determinată de raportul dintre viteza de înregistrare (de deplasare a dispozitivului de investigație) și frecvența de repetiție a impulsurilor ultrasonice utilizate. Acest raport este, în general, același indiferent de dimensiunile geometrice ale dispozitivelor de investigație utilizată : lungimea dispozitivului sau baza de măsură. Acest lucru sugerează posibilitatea transformării înregistrărilor realizate cu anumite lungimi de dispozitiv în înregistrări sintetice cu lungimi mai mici în scopul îmbunătățirii rezoluției verticale.

8.1. DISTORSIUNI LINEARE ASUPRA ÎNREGISTRĂRILOR DE CAROTAJ ACUSTIC INTRODUSE DE DISPOZITIVUL DE INVESTIGAȚIE

Dispozitivele de investigație pentru carotaj acustic sînt constituite, în principiu, dintr-un traductor magnetostrictiv emițător (fig. 8. 1 *a*) și

---

* Vezi începutul în St. cerc. geol. geofiz. geogr., **10**, *2*, 281–433 (1972).

unul sau, respectiv, două traductoare receptoare (dispozitiv monoreceptor, respectiv dispozitiv dual). În cadrul metodei de carotaj acustic de viteză se măsoară timpul de parcurs al unui puls ultrasonic compresional de-a lungul unei distanțe numite „lungime de dispozitiv" (Dumitrescu și

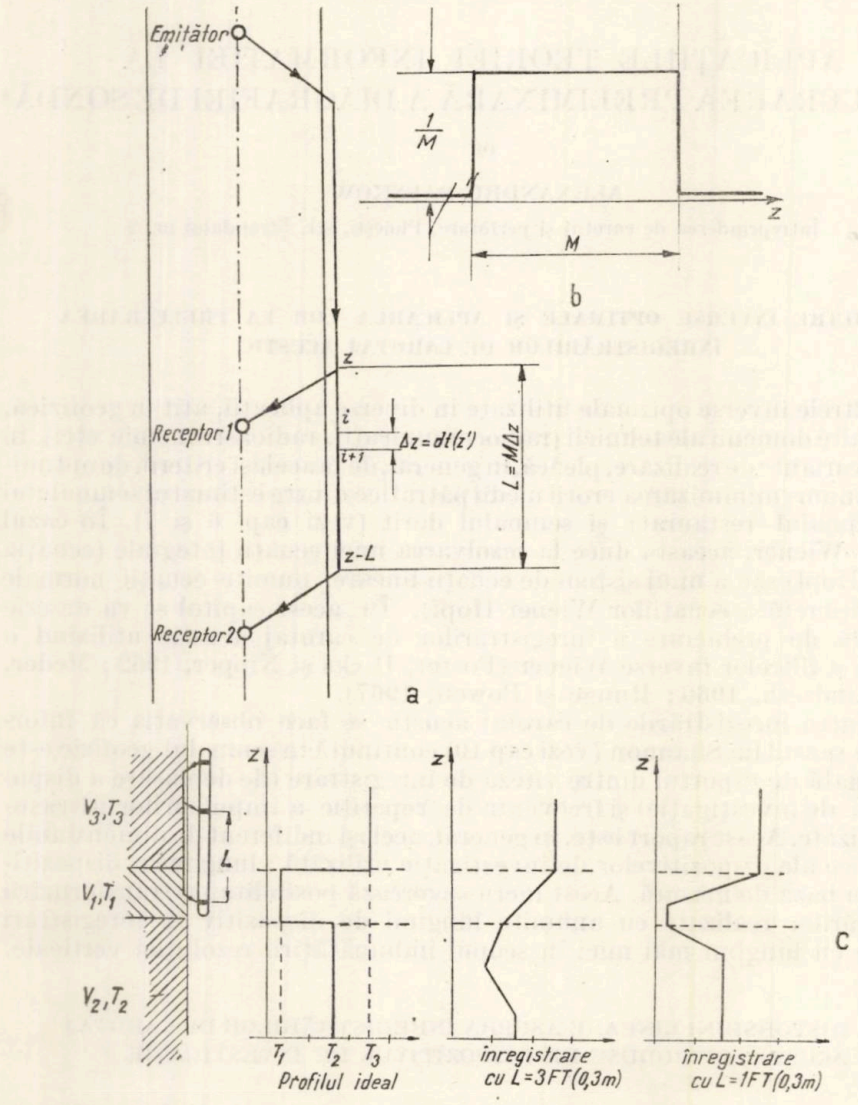


Fig. 8.1. — Dispozitiv de carotaj acustic (*a*); caracteristica filtrului de mediere mobilă; (*b*) efectul de mediere al dispozitivului de carotaj acustic (*c*).

Babskow, 1968 și 1969). Această lungime este egală pentru dispozitivul monoreceptor cu aproximativ distanța emițător-receptor, iar pentru dispozitivul dual cu distanța dintre receptoare.

Se consideră lungimea de dispozitiv legală cu $M\,\Delta z$, unde Δz este un interval mic de adîncime, iar M un număr întreg. Se poate considera că Δz constituie pasul de eșantionare în cazul prelucrării numerice.

Fie t_i timpul necesar unui puls compresional să parcurgă distanța dintre adîncimile $i\,\Delta z$ și $(i+1)\,\Delta z$. Dacă Δz este suficient de mic, raportul

$$V_i = \frac{\Delta z}{t_i} \tag{8.1}$$

reprezintă viteza compresională locală, la adîncimea $i\,\Delta z$, astfel că datele care trebuie măsurate sînt datele t_i.

În realitate însă, dispozitivul de investigație, cu o lungime de dispozitiv L egală cu $M\,\Delta z$, va măsura, în loc de timpul parcurs t_i, un timp de parcurs compus din suma

$$T_{iM} = t_i + t_{i+1} + \ldots + t_{i+M-1} \tag{8.2}$$

de-a lungul a M intervale; în practică, sistemul de măsură este calibrat pentru măsurarea unui timp de parcurs „de interval" mediu :

$$T_i + \frac{t_i + t_{i+1} + \ldots + t_{i+M-1}}{M}. \tag{8.3}$$

Relația (8.3) poate fi scrisă sub forma unei operații de filtrare numerică prin mediere mobilă :

$$T_i = \sum_{j=-\infty}^{\infty} a_j\, t_{i-j}, \tag{8.4}$$

coeficienții operatorului de filtrare fiind (fig. 8.1*b*)

$$a_j = \frac{1}{M} \quad \text{pentru } j = -M+1, -M+2, \ldots, 0,$$

$$a_j = 0 \quad \text{pentru orice alt } j. \tag{8.5}$$

Operația de filtrare definită de ecuațiile (8.4) și (8.5) produce o filtrare prin netezire, introducînd astfel o distorsiune lineară de netezire asupra semnalului original. Ca în orice măsurătoare geofizică, semnalul este afectat de o perturbație de măsură de natură aleatorie, care trebuie luată și ea în seamă la prelucrare.

Astfel, un dispozitiv cu lungime mare, care prezintă o serie întreagă de avantaje privind tehnica înregistrării asupra cărora nu se va insista aici, are dezavantajul că prin pierderea detaliilor datorită efectului de netezire scade rezoluția pe verticală a curbei înregistrate (fig. 8. 1*c*).

Același fenomen poate fi descris prin efectul de convoluție. Dacă t_1 este timpul de parcurs de interval de la emițător la primul receptor și t_2 timpul corespunzător pînă la cel de al doilea receptor, timpul de parcurs măsurat va fi

$$\Delta T = \frac{t_2 - t_1}{L} = \frac{1}{L} \int_{z-L}^{z} \mathrm{d}t\ (z'), \tag{8.6}$$

unde $\mathrm{d}t(z')$ este timpul de parcurs incremental pe zona de grosime infinit mică $\mathrm{d}z'$, corespunzătoare adîncimii z' :

$$\mathrm{d}t(z') = \frac{\mathrm{d}z'}{v\ (z')}, \tag{8.7}$$

în care $v(z')$ este viteza undei compresionale în formație la adîncimea z'. Este utilă utilizarea inversului vitezei sau a timpului de parcurs elementar (unitar) :

$$\tau\ (z') = \frac{1}{v(z')}, \tag{8.8}$$

astfel că ecuația (8.7) devine

$$\mathrm{d}t\ (z') = \tau\ (z')\, \mathrm{d}z', \tag{8.9}$$

iar (8.6) se poate scrie

$$\Delta T\ (z) = \frac{1}{L} \int_{z-L}^{z} \tau\ (z')\, \mathrm{d}z' \tag{8.10}$$

sau

$$\Delta T\ (z) = \int_{-\infty}^{+\infty} \tau\ (z')\ a_L\ (z - z')\, \mathrm{d}z' = \tau\ (z) * a_L\ (z), \tag{8.11}$$

în care

$$a_L\ (z) = \frac{1}{L}, \text{ pentru } 0 \leqslant z \leqslant L,$$

$$a_L(z) = 0, \text{ pentru } z < 0 \text{ și } z > L. \tag{8.12}$$

Ecuația (8.11) reprezintă o operație de convoluție a timpului de parcurs unitar cu o funcție de pondere, care depinde de lungimea dispozitivului L.

8.2. FILTRE INVERSE PENTRU RESTAURAREA SEMNALULUI DISTORSIONAT DE CAROTAJ ACUSTIC

Restaurarea semnalului distorsionat prin filtrarea de mediere mobilă definită de ecuația (8.4) poate fi realizată printr-un filtru invers de forma

$$t_i = \sum_{j=-\infty}^{\infty} b_j \, T_{i-j}, \tag{8.13}$$

ai cărui coeficienți satisfac condiția

$$\frac{1}{M} \sum_{j=m}^{m+M-1} b_j = 1, \text{ pentru } m = 0,$$

$$= 0, \text{ pentru } m \neq 0. \tag{8.14}$$

Rezolvarea acestui sistem nedeterminat conduce la mai multe soluții, dintre care una este prezentată în figura 8. 2 *a*, considerînd coeficienții filtrului ca eșantioane ale unei curbe continue. Acesta constituie un filtru invers exact sau de memorie infinită. Întrucît timpul de interval real măsurat este afectat și de o componentă de perturbație, N_i, rezultă

$$T'_i = T_i + N_i. \tag{8.15}$$

În acest caz, și filtrul invers introduce un termen de eroare. Pentru a evita aceasta se poate face o prefiltrare în scopul eliminării unei părți din componenta de perturbație. Totuși cea mai bună soluție este determinarea unui filtru optimal, întrucît mai apare în cazul filtrului exact o eroare datorită memoriei infinite a acestuia și domeniul finit al datelor. În general, filtrul invers exact nu este realizabil și se recurge la filtre optimale de memorie finită, criteriul de optimizare fiind criteriul lui Wiener al erorii medii pătratice minime între valoarea dorită și valoarea estimată a timpului de parcurs.

Ecuația de definiție a unui filtru optimal pentru determinarea timpului de parcurs estimat poate fi scrisă

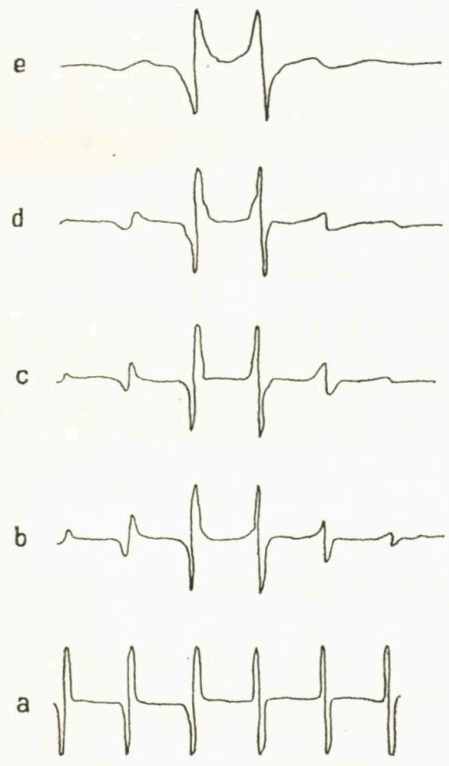


Fig. 8.2. — Operatori inverși optimali pentru diverse nivele de zgomot.

$$\hat{t}_m = \sum_{j=-D}^{-D+K+1} b_j \, (T_{m-j} + N_{m-j}), \text{ pentru } m=0, 1, 2, \ldots, M-1, \tag{8.16}$$

unde K reprezintă lungimea memoriei filtrului invers, iar D întîrzierea filtrului.

Criteriul de optimizare este cel al erorii medii pătratice minime:

$$E\left[\sum_m (t_m - \hat{t}_m)^2\right] = \min, \tag{8.17}$$

unde medierea se face pentru toate valorile T şi N posibile şi ţinînd seama de valorile funcţiilor de corelaţie, respectiv de autocorelaţie ale zgomotului şi mesajului (criteriul de *informaţie minimă* sau de *entropie maximă* al lui Shannon):

— funcţia de autocorelaţie a mesajului:

$$\varphi_T = E\left[t_m\, t_{m+k}\right] = P_s, \text{ pentru } k = 0,$$

$$= 0, \quad \text{pentru } k \neq 0, \tag{8.18}$$

unde P_s reprezintă puterea totală a semnalului-mesaj;

— funcţia de corelaţie mutuală mesaj-zgomot:

$$\varphi_{TN} = E\left[t_m\, N_{m+k}\right] = 0, \tag{8.19}$$

mesajul şi zgomotul fiind considerate necorelate;

— funcţia de autocorelaţie a zgomotului:

$$\varphi_N = E\left[N_m\, N_{m+k}\right] = P_N, \text{ pentru } k = 0,$$

$$= 0, \quad \text{pentru } k \neq 0, \tag{8.20}$$

unde P_N reprezintă puterea zgomotului.

Dacă se cunoaşte, pe lîngă „informaţia minimă", şi raportul P_N/P_s, acesta trebuie utilizat, rezultînd o mai bună estimare a lui t_m.

Pentru minimizarea expresiei (8.17), condiţia necesară este

$$\frac{\partial}{\partial b_i} E\left[\sum_m (t_m - \hat{t}_m)^2\right] = 0, \text{ pentru } i = -D, -D+1, \ldots, -D+K-1, \tag{8.21}$$

care se poate reduce la condiţia

$$\sum_m E\left[(t_m - \hat{t}_m)\frac{\partial \hat{t}_m}{\partial b_i}\right] = 0, \quad \text{pentru } i = -D, -D+1, \ldots, -D+K-1. \tag{8.22}$$

Prin introducerea expresiei lui T_i din ecuaţia (8. 3) în relaţia (8.16) a lui $\hat{t}_m$, iar apoi această expresie în sistemul (8. 22), se obţine rezultatul

$$\sum_{k=-D}^{K-D-1} A_{jk}\, b_k = a_{-j}, \text{ pentru } j = -D, \ldots, -D+K-1, \tag{8.23}$$

unde

$$A_{j_k} = \frac{1+R}{M}, \qquad \text{pentru } j=k,$$

$$= \frac{M-|j-k|}{M^2}, \qquad \text{pentru } |j-k| \leqslant M \text{ și } j \neq k,$$

$$= 0 \qquad , \qquad \text{în celelalte cazuri,} \tag{8.24}$$

iar $\frac{R}{M}$ reprezintă raportul $\frac{P_N}{P_s}$ = puterea de zgomot/puterea mesajului.

În acest caz, eroarea minimă normalizată estimată va fi

$$\varepsilon^2 = 1 - \sum_{j=-D}^{K-D-1} b_j \, a_{-j}, \tag{8.25}$$

obținută prin introducerea relațiilor (8.18), (8.19) și (8.20) în (8.17) și utilizarea ecuațiilor (8.23).

În figura 8.2 *b*—*e* sînt date cîteva exemple de filtre optimale pentru diferite valori ale raportului R/M. S-a utilizat un filtru invers cu lungimea memoriei de 120 Δz (de șase ori mai mare decît lungimea memoriei filtrului de netezire = 20 Δz) și o întîrziere de 62 Δz (Δz fiind intervalul de eșantionare).

În mod strict vorbind, lungimea optimă a memoriei K trebuie să fie egală cu numărul datelor originale. Pentru această alegere va fi estimat

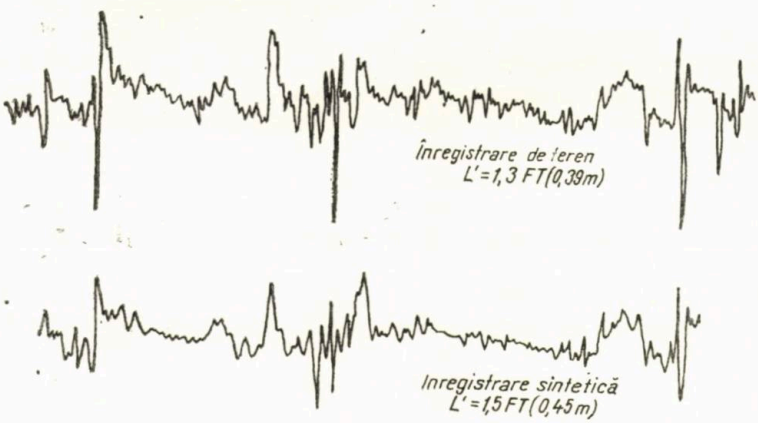


Fig. 8.3. — Compararea unei înregistrări sintetice cu una de teren.

un singur t, și anume t_{K-D-1}, astfel că fiecare t care trebuie estimat va necesita un operator propriu și o întîrziere specifică D. Se arată că, în practică, acest lucru nu este necesar, întrucît la rapoarte semnal/zgomot acceptabile eroarea minimă așteptată descrește rapid către o valoare aproximativ

staţionară a lui K, egală cu de 5—6 ori lungimea operatorului de netezire (egal cu numărul M de intervale de eşantionare Δz), ceea ce determină alegerea lui K. De asemenea, eroarea este determinată şi de alegerea întîrzierii filtrului D (fig. 8. 5), fiind indicată alegerea operatorului de minimă întîrziere, în afară de cazurile cînd anumite detalii ar putea fi puse mai bine în evidenţă cu o întîrziere mai mare.

8.3. OBŢINEREA ÎNREGISTRĂRILOR SINTETICE DE CAROTAJ ACUSTIC PRIN FILTRARE INVERSĂ

Prin operaţie de filtrare inversă descrisă există posibilitatea obţinerii de înregistrări cu lungime de dispozitiv mică, deci cu rezoluţie verticală bună, din înregistrări efectuate în condiţii de sondă cu lungimi de dispozitiv mai mare, deci cu reducerea corespunzătoare a rezoluţiei verticale.

Astfel, dacă o înregistrare de sondă obţinută cu o lungime de dispozitiv L este eşantionată pentru prelucrarea cu un pas de eşantionare Δz, în urma filtrării inverse se poate obţine o înregistrare reconstituită (sintetică), care ar simula o lungime de dispozitiv Δz. În figura 8.4 este dat un exemplu de înregistrare sintetică cu lungimea echivalentă de 0,5 ft. (0,15 m), obţinută dintr-o înregistrare de sondă executată cu un dispozitiv de 10 ft. (3 m) cu un operator de filtrare inversă, în care s-a luat $R=0{,}1$. Se constată o creştere foarte mare a detaliilor, dar în unele cazuri se accentuează şi unele perturbaţii, cum ar fi zgomotele ergodice neregulate apărute ca urmare a lovirii dispozitivului de peretele găurii de sondă sau „falseturile" date de variaţia mare a diametrului găurii de sondă. Cum acestea sînt însă perturbaţii care pot fi înlăturate printr-o prefiltrare cu un operator de netezire, problema este rezolvabilă.

O altă posibilitate există de a transforma lungimea dispozitivului. Astfel, dintr-o înregistrare sintetică cu lungimea $M\ \Delta z$ se poate obţine o altă înregistrare cu lungime $L' = M'\Delta z$ $(M' < M)$, aplicînd operatorul de netezire (8.4). De exemplu, în figura 8.3 este prezentată o înregistrare sintetică cu lungimea de 1,5 ft. (0,45 m), obţinută din cea de 0,5 ft. aplicînd operatorul de netezire, în care s-a luat $M' = 3$, comparată cu o înregistrare de sondă obţinută cu un dispozitiv cu lungime comparabilă de 1,3 ft. (0,39 m). Se observă aceeaşi detaliere bună la ambele curbe; ba mai mult, la curba sintetică influenţa perturbaţiilor este mai mică la curba sintetică decît la cea de teren.

Obţinerea înregistrărilor sintetice de lungimi diferite poate fi făcută şi direct, aplicînd un operator de convoluţie care să dea chiar lungimea de dispozitiv echivalentă dorită. Astfel, dacă se consideră relaţia de convoluţie (8.11), timpul de parcurs corespunzător unui alt dispozitiv cu lungime L' va fi dat de convoluţia

$$\Delta T'(z) = \tau(z) * a_{L'}(z). \tag{8.26}$$

Se poate determina un operator de convoluţie inversă $c_{LL'}(z)$, care, aplicat operatorului corespunzător lungimii L, să dea operatorul corespunzător lungimii L':

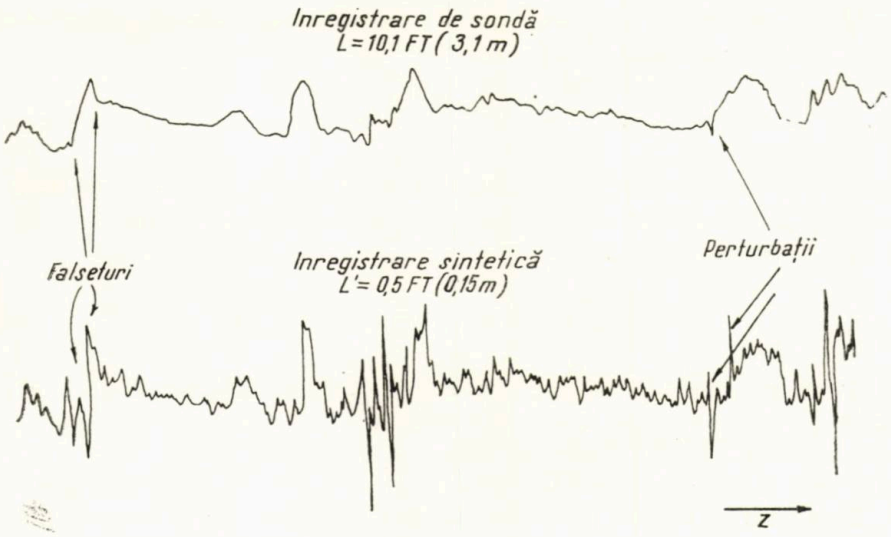


Fig. 8.4. — Aplicarea operatorului invers optimal.

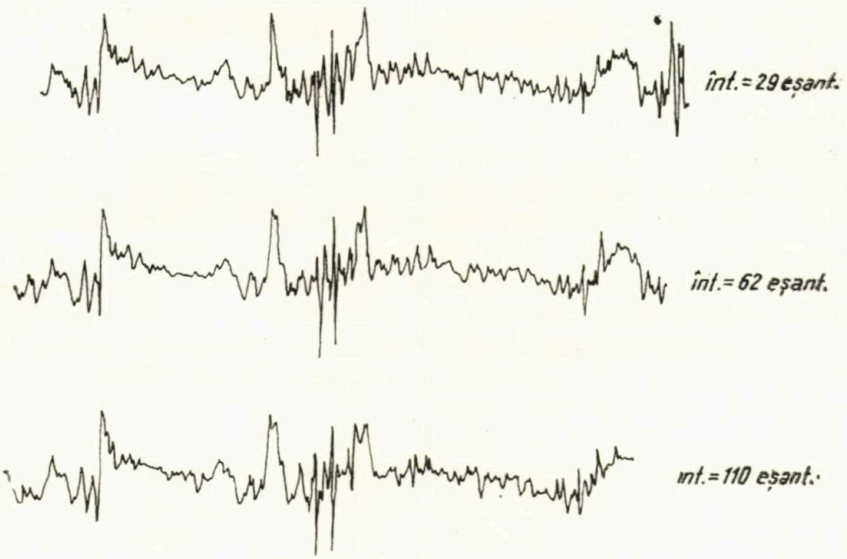


Fig. 8.5. — Efectul operatorilor inverși optimali cu diferite întîrzieri.

$$a_{L'}(z) = c_{LL'}(z)^* \, a_L(z). \tag{8.27}$$

Un astfel de operator este denumit *operator de conversie* sau *convertor*.

Ţinînd seama de proprietăţile de asociativitate şi de comutativitate ale operaţiei de convoluţie, se poate obţine

$$c_{LL'}(z) * \Delta T(z) = [c_{LL'}(z) * a_L(z)] * \tau(z) = a'_L(z) * \tau(z) = \Delta T'(z), \quad (8.28)$$

astfel că, pentru a obţine „datele" $\Delta T'$ corespunzătoare lungimii L' cunoscînd ΔT corespunzătoare lungimii L, este necesară convoluţia lui ΔT cu convertorul $c_{LL'}(z)$:

$$\Delta T'(z) = c_{LL'}(z) * \Delta T(z). \quad (8.29)$$

Pentru determinarea convertorului $c_{LL'}(z)$ se utilizează acelaşi criteriu de estimare a erorii medii pătratice minime dintre convertorul dorit şi estimatul său $\hat{c}_{LL'}(z)$. Valoarea erorii medii pătratice se consideră de-a lungul unui interval de înregistrare definit : $z_1 \leqslant z \leqslant z_2$. În practică, operatorii de conversie minim pătratici $\hat{c}_{LL'}(z)$ sînt utilizaţi sub forma unui şir de valori numerice sau „operatori" de o anumită lungime N. Este importantă observaţia că, odată convertorul minim pătratic obţinut, poate fi utilizat în orice număr de diverse cazuri, el nefiind dependent de datele ΔT sau $\Delta T'$.

Dacă funcţia de răspuns $a_{L'}(z)$ este deplasată faţă de $a_L(z)$ cu o distanţă la dreapta între valorile centrale ale celor două, egală cu $\frac{1}{2} N \Delta z$, se obţine un convertor $\hat{c}_{LL'}(z)$ simetric. În figura 8.6 *a* este prezentat un astfel de convertor simetric $\hat{c}_{31}(z)$, care realizează transformarea unei înregistrări cu lungimea de dispozitiv de 3 ft. (0,91 m) într-una cu lungimea efectivă de 1 ft. (0,30 m), pasul de eşantionare fiind de 0,1 ft. (0,03 m). În figura 8.6 *b* este prezentat un exemplu de conversie a unei diagrame înregistrate cu dispozitiv de 3 ft. (0,91 m) într-una echivalentă unui dispozitiv de 1 ft. (0,30 m), comparată cu o înregistrare de sondă de aceeaşi lungime de dispozitiv. Este evident cîştigul detaliilor obţinute prin conversie, deci al rezoluţiei pe verticală a înregistrării, şi obţinerea unor valori de timp de parcurs mai apropiaţi celor reali.

Este importantă alegerea pasului de eşantionare a curbelor prelucrate pentru a evita efectul de *aliasing*. În figura 8.7 este prezentat un exemplu de conversie a unei înregistrări de la o lungime de dispozitiv de 3 ft. (0,91 m) la 1 ft. (0,30 m), în care eşantionarea s-a făcut cu o frecvenţă de 5 eşantioane/1 ft. (stînga), comparată cu o înregistrare convertită în care eşantionarea s-a făcut cu un pas de două eşantioane/1 ft. (dreapta) şi cu o înregistrare de sondă de 1 ft. (centru). Este evident efectul de *aliasing* la înregistrarea din dreapta.

În concluzie, se subliniază utilitatea metodelor de îmbunătăţire a înregistrărilor de carotaj acustic prin filtrarea inversă. Calitatea înregistrărilor sintetice obţinute prin conversie depinde în mare măsură de pasul

de eșantionare utilizat și de nivelul de perturbații care afectează înregistrarea originală.

Sînt o serie de cazuri în care este preferabilă utilizarea înregistrărilor sintetice cu dispozitive de lungime redusă (0,5—1,0 ft.) celor de teren înregistrate cu aceleași lungimi de dispozitiv, întrucît în acest caz, erorile de calibrare sînt mult mai mici, iar suprimarea perturbațiilor este mai eficientă.

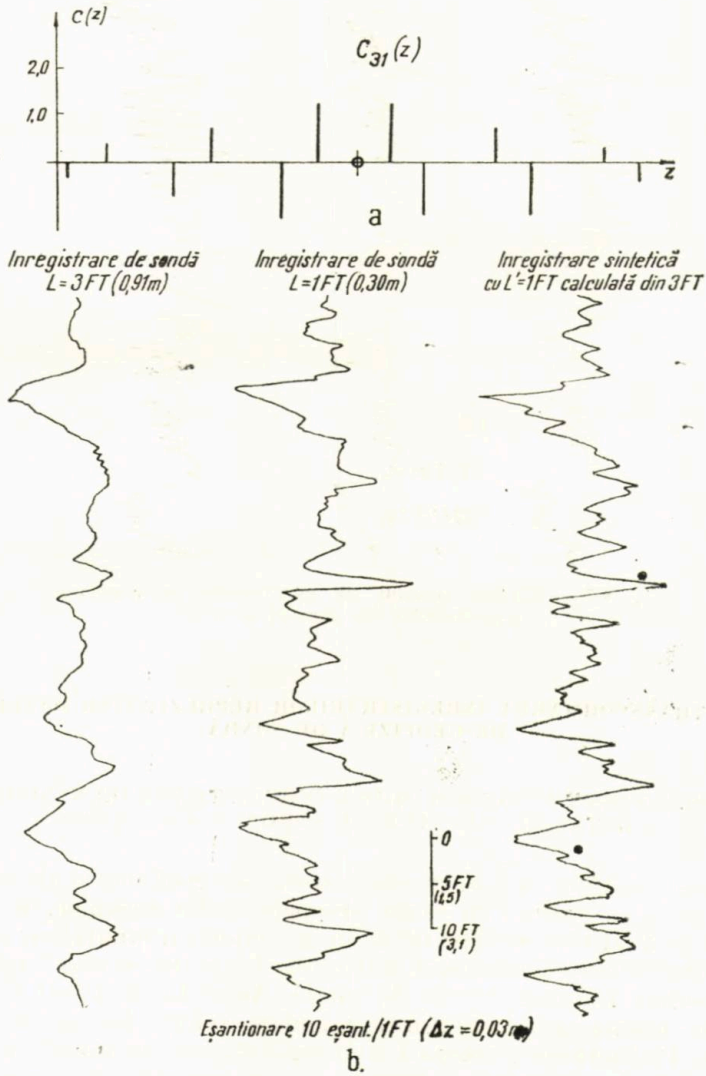


Fig. 8.6. — Eșantionarea înregistrărilor de carotaj acustic cu $L = 3$ ft. și $L' = 1$. ft, : a — operator de conversie simetric $C_{31}(z)$; b — conversia înregistrărilor.

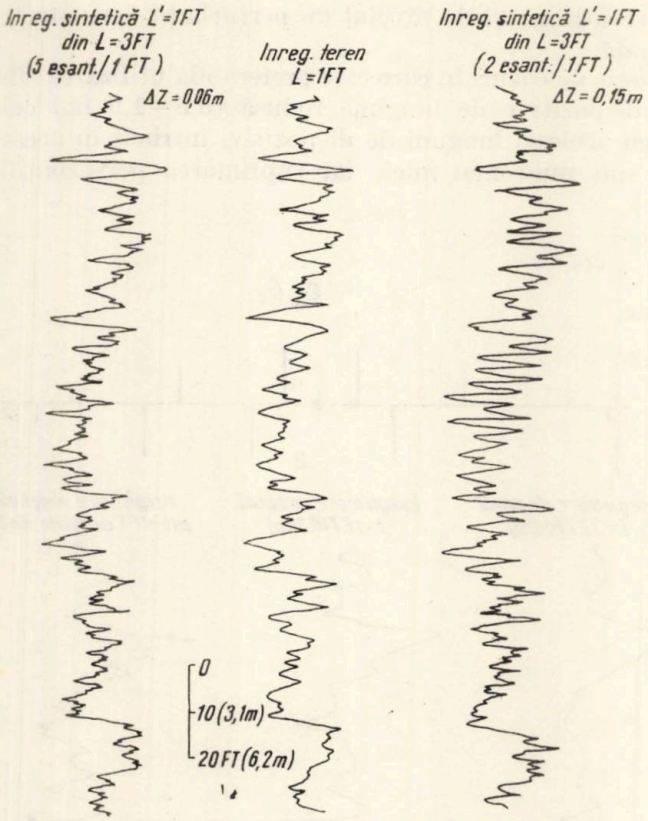


Fig. 8.7 — Efectul pasului de eşantionare în conversia înregistrărilor de carotaj acustic.

9. TRANSFORMAREA ÎNREGISTRĂRILOR REPREZENTÎND DATELE DE GEOFIZICĂ DE SONDĂ

9.1. APLICAREA TRANSFORMĂRILOR ÎNREGISTRĂRILOR NUMERICE A DATELOR GEOFIZICE DE SONDĂ (LINDSETH, 1969)

Succesul obţinut într-o serie de domenii ale geofizicii şi ale prospecţiunilor geofizice, în special în cazul prospecţiunilor seismice, în aplicarea metodelor de analiză a seriilor de timp în scopul îmbunătăţirii semnalelor continui eşantionate, a încurajat utilizarea din ce în ce mai largă a metodelor respective la înregistrările de sondă. Acest lucru a fost facilitat de prelucrarea numerică cu ajutorul calculatoarelor electronice de mare capacitate. Prelucrarea numerică a înregistrărilor de sondă permite, pe lîngă metodele de prelucrare complexă în vederea obţinerii unor rezultate cît mai precise privind caracteristicile litologice şi colectoare ale rocilor, şi utilizarea unor metode de prelucrare preliminară, cum ar fi analiza seriilor de timp, utilizînd tehnica filtrărilor şi a corelaţiilor.

După cum s-a văzut, tehnica de analiză a seriilor de timp este fundamentată de o bază teoretică foarte dezvoltată. Prelucrările legate de aceste metode sînt condiționate în mod obișnuit de necesitatea cunoașterii preliminare a naturii semnalului în cauză, în caz contrar rezultatele putînd fi nesatisfăcătoare sau uneori chiar neutilizabile. Astfel tehnica analizei seriilor de timp, care este perfect valabilă și asigură un înalt grad de utilitate în alte domenii de activitate, poate fi uneori de valoare redusă cînd este aplicată înregistrărilor de sondă, datorită naturii semnalului. Cu toate acestea, există posibilitatea de a aplica unele transformări semnalului original, astfel încît să poată corespunde condițiilor cerute de analiza seriilor de timp.

O transformare matematică, sau o transformată, schimbă în general aspectul sau forma unei ecuații sau a unei funcționale, fără a-i schimba însă și conținutul. Transformarea unei înregistrări de sondă poate reprezenta în mod aparent o schimbare a manierei de definire a înregistrării. Aceasta dă posibilitatea definirii unei înregistrări în funcție de o serie de parametri diferiți de cei originali, dar egali în ceea ce privește precizia și gradul de siguranță asigurat.

Se poate obține o transformare simplă prin multiplicarea amplitudinii înregistrării cu o constantă sau prin determinarea valorii inverse reciproce :

$$y(t) = \frac{1}{x(t)}. \tag{9.1}$$

unde $x(t)$ reprezintă semnalul original, iar $y(t)$ semnalul reciprocat.

Se poate da ca exemplu în această privință transformarea prin reciprocare, la determinarea curbei de rezistivitate, din curba de conductivitate înregistrată cu ajutorul unui dispozitiv de inducție (de carotaj inductiv).

Un alt exemplu este dat de transformările aplicate înregistrărilor de carotaj acustic. Amplitudinile unei curbe normale sînt definite în termenii timpului unitar de parcurs sau de „interval", exprimat în μs/ft. sau μs/cm. În urma transformării de reciprocare a amplitudinilor se obține o curbă în unități de viteză de propagare, exprimată în ft./s sau cm/s. Definirea înregistrării în termenii vitezei este tot atît de precisă ca și definirea în unități de timp.

Această transformare, completată și de alte transformări, este utilizată în corelația înregistrărilor acustice cu seismogramele. Înregistrările seismice efectuează determinarea adîncimilor în funcție de timp și, pentru a se putea obține o corelație, scara de adîncime a înregistrării de carotaj acustic este transformată în scara de timp. Se obține ca rezultat o înregistrare de viteză în funcție de timp, obținută dintr-una care reprezintă timp de parcurs în funcție de adîncime. Dacă se dorește, procesul poate fi inversat.

De aici derivă o condiție necesară : pentru ca o transformare să fie valabilă este că ea să fie complet *reversibilă*. Dacă transformarea dintr-o direcție într-alta este posibilă, să zicem din timp în viteză, trebuie să existe aceeași posibilitate de a efectua conversia măsurătorilor de viteză în timp de parcurs. Pentru exemplul dat, acest lucru este posibil, iar cele două expresii ale unei înregistrări acustice formează o *pereche de* transformări

sau o *pereche de transformate* :

$$v(t) = \frac{1}{\int_0^t \tau(z)\,dz}$$

și (9.2)

$$\tau(z) = \frac{1}{\int_0^z v(t)\,dt}.$$

Adeseori apare evident faptul că o serie de prelucrări necesare sînt mai ușor de efectuat asupra uneia dintre transformări decît asupra celeilalte. Astfel, dacă s-a stabilit că perechea de transformate există, se poate trece dintr-o parte într-alta a perechii de transformate pentru a găsi forma optimă de prelucrare. Astfel e posibil că, dacă într-o parte a transformatelor relațiile funcționale sînt de forma unor operații mai complicate (integrare, diferențiere etc.), de cealaltă parte a perechii de transformate relațiile funcționale să fie simple înmulțiri sau împărțiri. Astfel este cazul transformatelor Fourier, Laplace sau al transformatei Z, în urma cărora operațiile de integrare se transformă în înmulțiri, iar cele de diferențiere în împărțiri. În felul acesta, anumite operații pot fi executate în domeniul transformatei, iar apoi să se treacă înapoi la forma de reprezentare originală a funcționalei. Operațiile efectuate în cele două părți sau domenii ale transformatelor pot fi diferite din punct de vedere conceptual sau procedural, dar rezultatele finale vor fi aceleași.

Cele două părți ale unei perechi de transformări pot fi considerate ca două domenii. Astfel, pentru înregistrarea de carotaj acustic se poate considera una dintre înregistrări ca fiind în domeniul timpului de parcurs, iar cealaltă în domeniul vitezelor.

Anumite transformări constau pur și simplu în multiplicarea cu o constantă sau un anumit factor, denumit factor de scară, și au ca rezultat transformarea scării de măsură a amplitudinii înregistrării. Astfel sînt foarte obișnuite reluările curbelor de rezistivitate aparentă cu factorul de scară 1/5 și 1/25 sau 1/10 sau 1/100, astfel că, dacă înregistrarea în scara de bază se face în limita 0—20 ohmm, în scările transformate domeniul devine 0 — 100 și 0 — 500, respectiv 0 — 200 și 0 — 2000 ohmm. De asemenea este frecventă reprezentarea în scară logaritmică a unor date geofizice determinate cu ajutorul unui dispozitiv de investigație. În figura 9.1 este reprezentată o suită de transformări simple asupra unei înregistrări de carotaj acustic.

Aplicația de bază a transformărilor înregistrărilor geofizice de sondă o reprezintă conversia sistemului de măsură sau a parametrilor în care s-a obținut înregistrarea, într-o formă mai accesibilă prelucrării. Acest lucru este util mai ales în cazul unei suite de înregistrări reprezentînd parametri foarte diferiți, cînd poate fi utilă transformarea înregistrărilor în unități comune sau mai compatibile.

Explorările seismice măsoară timpul de parcurs și răspunsul acustic al undelor seismice față de structurile geologice reflectante. Înregistrările

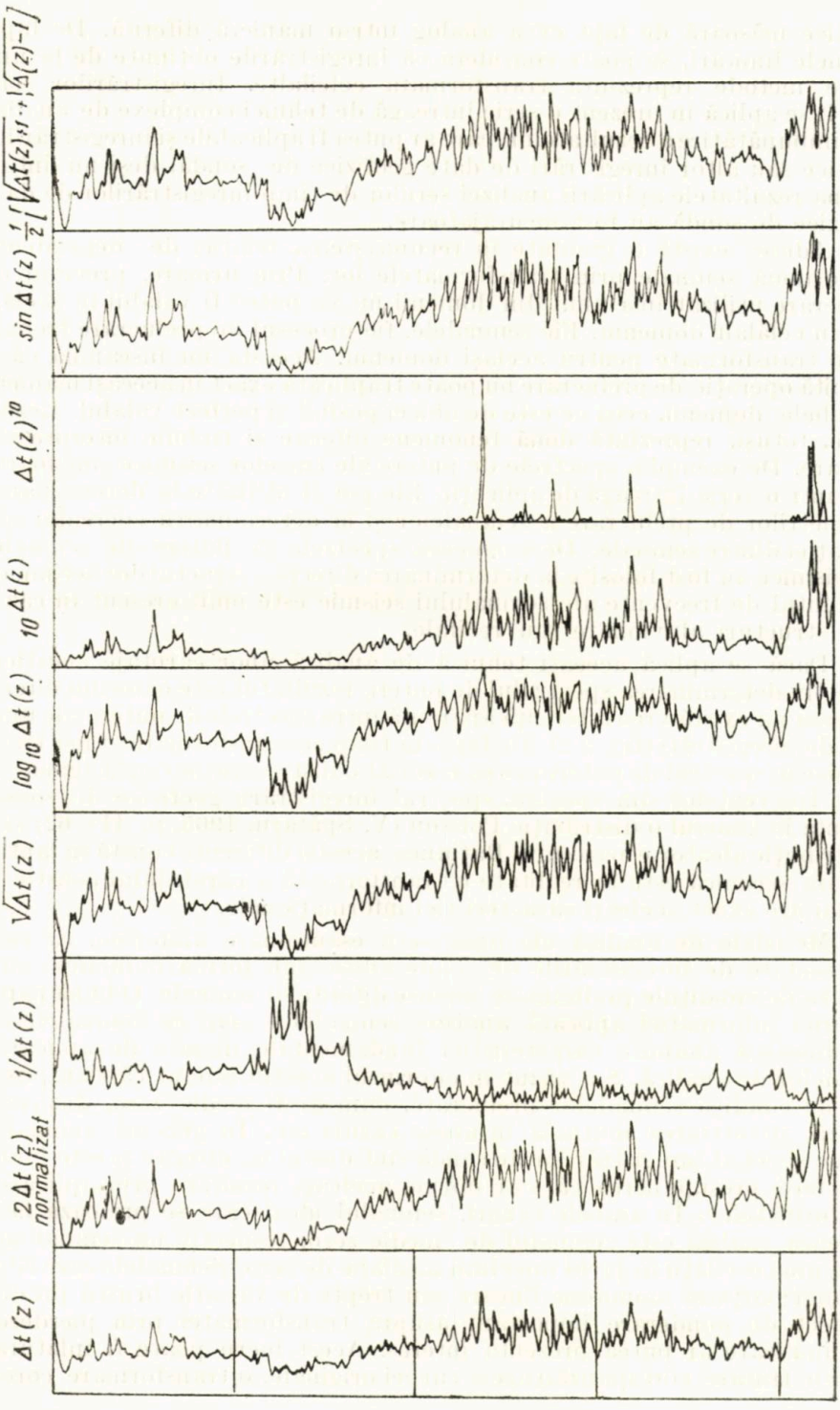


Fig. 9.1. — Transformarea unei înregistrări de carotaj acustic.

acustice măsoară de fapt ceva analog într-o manieră diferită. De fapt, cu unele limitări, se poate considera că înregistrările obţinute de la una dintre metode reprezintă transformata celeilalte. Înregistrărilor seismice li se aplică în prezent o serie întreagă de tehnici complexe de analiză şi de îmbunătăţire a rezultatelor, care ar putea fi aplicabile şi înregistrărilor acustice sau altor înregistrări de date geofizice de sondă, deşi nu întotdeauna rezultatele aplicării analizei seriilor de timp înregistrărilor de date geofizice de sondă au fost încurajatoare.

Adesea există o greutate în recunoaşterea relaţiei de dependenţă dintre două semnale prin transformatele lor. Prin urmare, procesul de prelucrare utilizat într-unul din domenii nu va putea fi valabil în acelaşi scop în celălalt domeniu. Fie semnalele, fie procesul de prelucrare trebuie să fie transformate pentru acelaşi domeniu. Aceasta nu înseamnă că o anumită operaţie de prelucrare nu poate fi aplicată exact în aceeaşi manieră în ambele domenii, ceea ce este de obicei posibil şi perfect valabil. Rezultatele, totuşi, reprezintă două fenomene diferite şi trebuie interpretate ca atare. De exemplu, spectrele de putere ale traselor seismice sînt foarte utile într-o serie întreagă de aplicaţii. Ele pot fi utilizate la determinarea parametrilor de prelucrare a semnalelor şi la determinarea coerenţei sau corelaţiei dintre semnale. De asemenea spectrele de putere ale semnalelor seismice au fost folosite la determinarea directă a structurilor seismice : conţinutul de frecvenţe ale semnalului seismic este mult crescut în cazul unor structuri aluvionare sau recifale.

Dacă se aplică aceeaşi tehnică de analiză unor carotaje acustice, respectiv determinarea spectrului de puteri, rezultatul este oarecum diferit şi adesea nu există vreo diferenţă aparentă între spectrele de putere ale unei suite de înregistrări (fig. 9.2). De fapt, în timp ce transformarea unei trase seismice în spectrul de putere are ca rezultat o distribuţie normală (gaussiană) a frecvenţelor din spectru, spectrul înregistrării geofizice de sondă prezintă în general o distribuţie Poisson (V. Spătaru, 1965, p. 41—62) sau o distribuţie aleatorie oarecare. Raţiunea acestei diferenţe constă în faptul că trasa seismică este în realitate o transformată a carotajului acustic şi nu mai are exact aceleaşi caracteristici informaţionale.

Metodele de analiză ale unor serii eşantionare uniforme, ca cele reprezentate de înregistrările de sonde aduse sub formă numerică, sînt limitate de condiţiile preliminare impuse diferitelor semnale. O bună parte a teoriei informaţiei aplicată analizei semnalelor cere ca semnalele să îndeplinească anumite caracteristici fundamentale înainte de aplicarea metodelor de analiză. S-a văzut în cuprinsul acestui referat că s-au pus o serie de condiţii semnalelor prelucrate, cum ar fi media zero, dispersia unitară, necorelarea mutuală în unele cazuri etc. În general, semnalul seismic şi cel al înregistrărilor de sondă sînt destul de diferite şi este inutil să se facă presupunerea că s-ar obţine aceleaşi rezultate prin aplicarea transformatelor. În ambele cazuri, semnalul ideal care se pretează la o asemenea analiză este semnalul de medie zero, respectiv un semnal sub forma unei oscilaţii în jurul unei linii mediane de zero. Semnalele care conţin lungi porţiuni monotone lineare sau trepte de variaţie bruscă produc un efect de ponderare important asupra transformatei prin pierderea detaliilor care ar putea prezenta interes. Acest lucru poate fi înlăturat printr-o tratare corespunzătoare a curbei originale, o transformare cores-

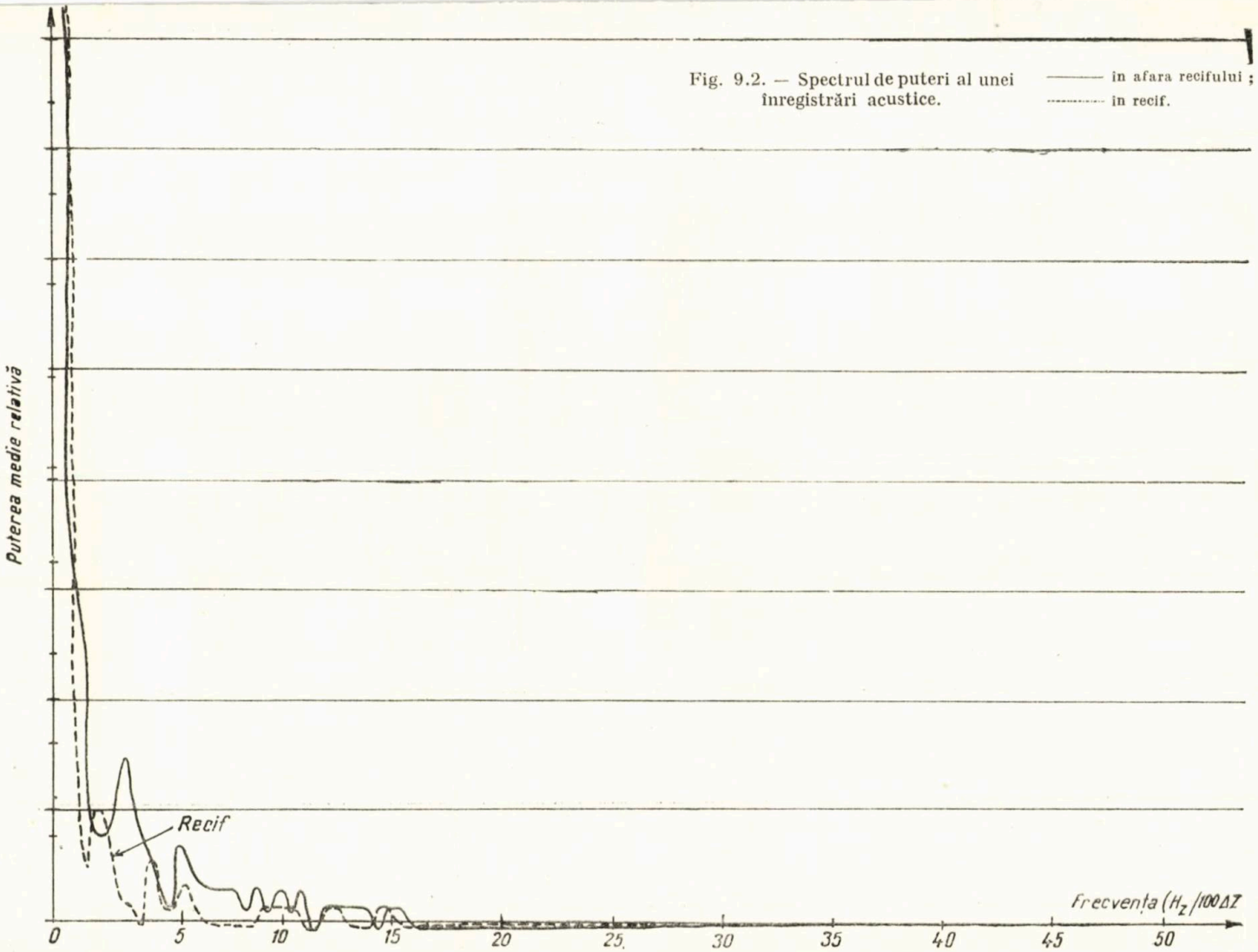


Fig. 9.2. — Spectrul de puteri al unei înregistrări acustice.

——— în afara recifului ;
---------- în recif.

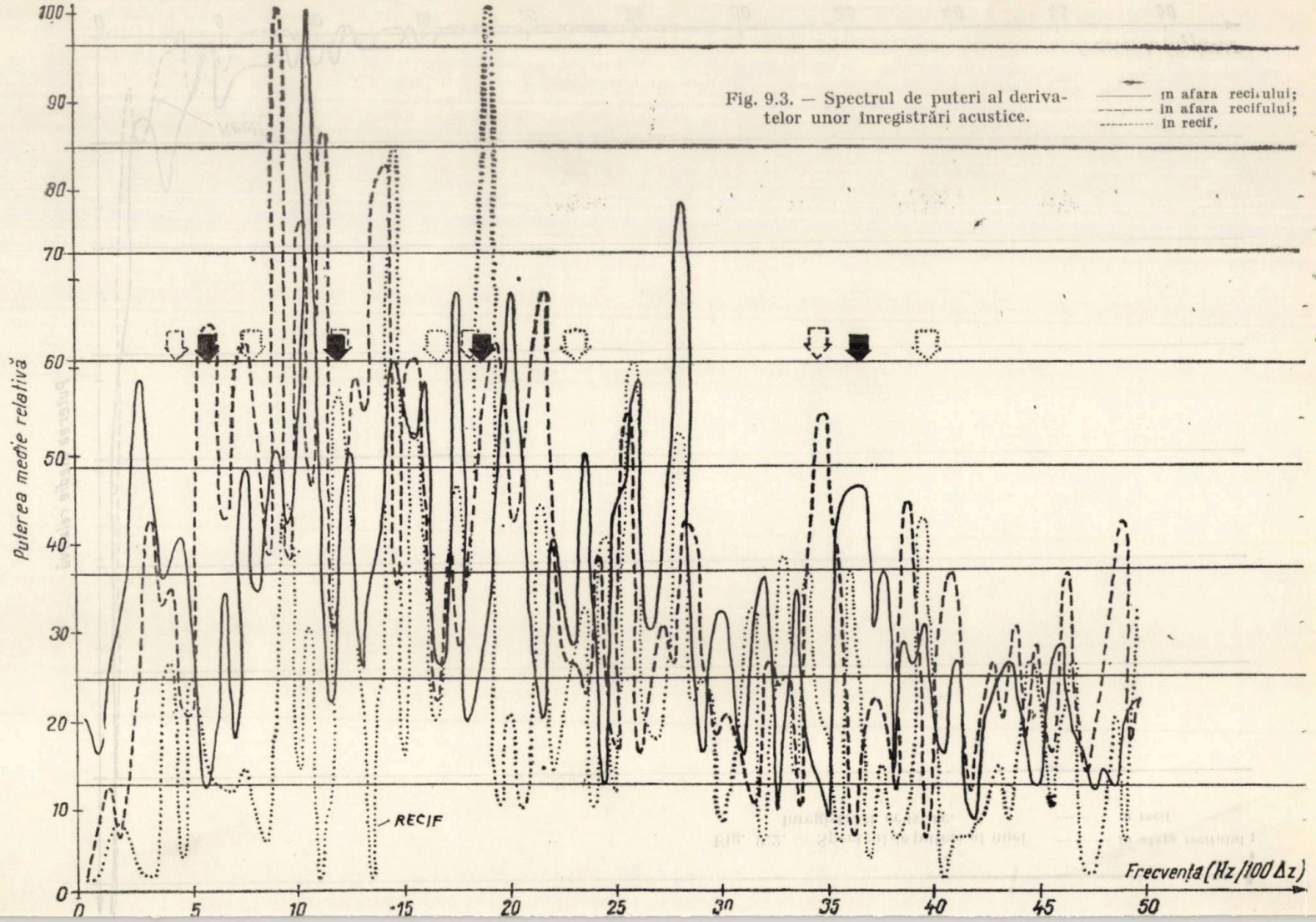


Fig. 9.3. — Spectrul de puteri al derivatelor unor înregistrări acustice.

——— în afara recifului;
– – – – – în afara recifului;
····· în recif.

punzătoare, într-o formă mai adecvată aplicării metodelor de analiză prin metodele teoriei informației.

Un procedeu care pare să aibă o utilitate deosebită în privința condiționării preliminare a datelor constă în derivarea sau diferențierea seriei de eșantioane care reprezintă înregistrarea, calculîndu-se diferențele succesive ale valorilor seriei eșantionare, astfel că se obține o transformată diferențială a înregistrării originale. Înregistrarea, originală poate fi reconstituită prin simplă integrare numerică a eșantioanelor și adăugarea unei constante de integrare. Deviațiile de amplitudine ale curbei originale sînt transformate în valori care reprezintă viteza de variație sau panta curbei. Efectul transformării de diferențiere constă în anularea deplasării față de linia de zero (echivalentă cu constanta de integrare pentru curba reconstituită) și în convertirea regiunilor de pantă lineară, monotonă, într-o componentă constantă a curbei diferențiate.

Analiza spectrală este în mod normal efectuată prin aplicarea transformatelor Fourier, un procedeu devenit clasic în vederea analizei componentelor de frecvență a semnalelor, inclusiv a seriilor de timp eșantionare.

Aplicarea transformatelor Fourier înregistrărilor geofizice de sondă ar putea fi utilizată ca o metodă de sortare și de măsurare a unităților litologice sau a stratelor cu o anumită grosime din profilul înregistrat. Informațiile privind repartiția grosimilor sînt menținute și în curba diferențiată. Spectrul de putere furnizează o prezentare a distribuției relative a unităților litologice, constituind un auxiliar util pentru interpretator.

Există posibilitatea ca spectrele de putere ale curbelor diferențiate să constituie un mijloc de identificare a anumitor depozite minerale sau de determinare a litologiei. Pentru exemplificare se prezintă în figura 9.3 spectrele curbelor de carotaj acustic diferențiate într-o zonă recifială și în afara acesteia. De asemenea în figura 9.4 este dat un exemplu de transformare a curbelor prin diferențiere.

9.2. DECONVOLUȚIA ÎNREGISTRĂRILOR ACUSTICE ȘI DETERMINAREA SEISMOGRAMELOR SINTETICE (INDSETH, 1966).

O aplicație de viitor a prelucrării înregistrărilor acustice o constituie predicția naturii înregistrărilor seismice pentru modelarea seismică (fig. 9.5).

Curba de carotaj acustic, înregistrată inițial la o anumită scară de adîncime, este apoi integrată pentru a converti scara de adîncime într-o scară de timp. Eșantioanele de timp sînt distanțate la o scară convenabilă, de obicei 1 ms. Pentru fiecare eșantion se calculează, utilizînd timpul de interval corespunzător, modelul de impuls care se produce între el și eșantionul adiacent. Impulsurile astfel modelate sînt convoluționate cu funcția de răspuns a sistemului dedusă din profilul acustic, obținîndu-se o seismo-

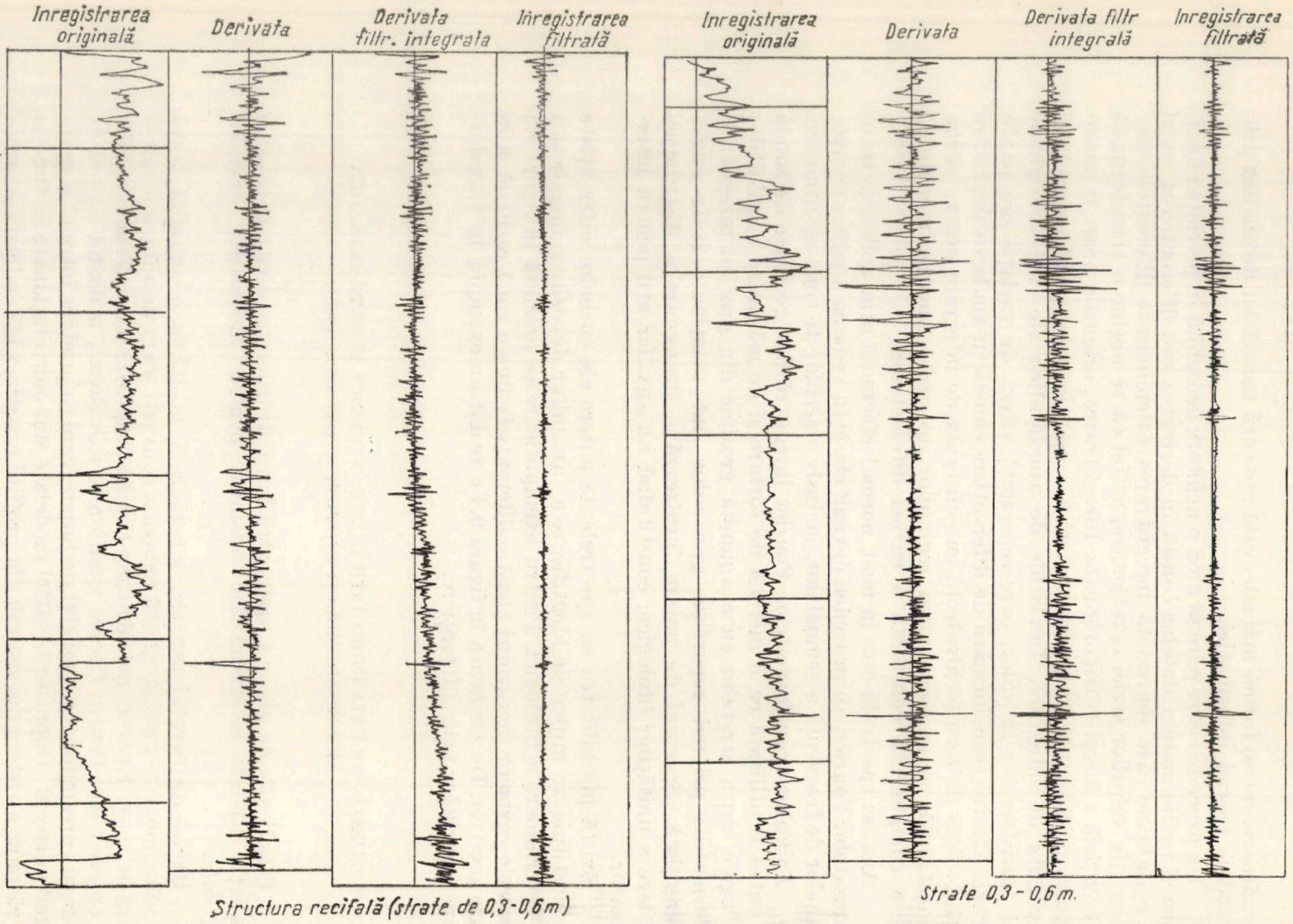


Fig. 9.4. — Transformarea unor înregistrări de carotaj acustic.

gramă sintetică. Aceasta constituie un mijloc excelent de predicție a rezultatelor reale, obținute într-o structură asemănătoare cu cea pentru care s-a făcut seismograma sintetică.

Este posibil și procesul invers, și anume obținerea unor carotaje acustice sintetice din seismogramă prin convoluția lor cu un filtru de convoluție inversă corespunzătoare (deconvoluție).

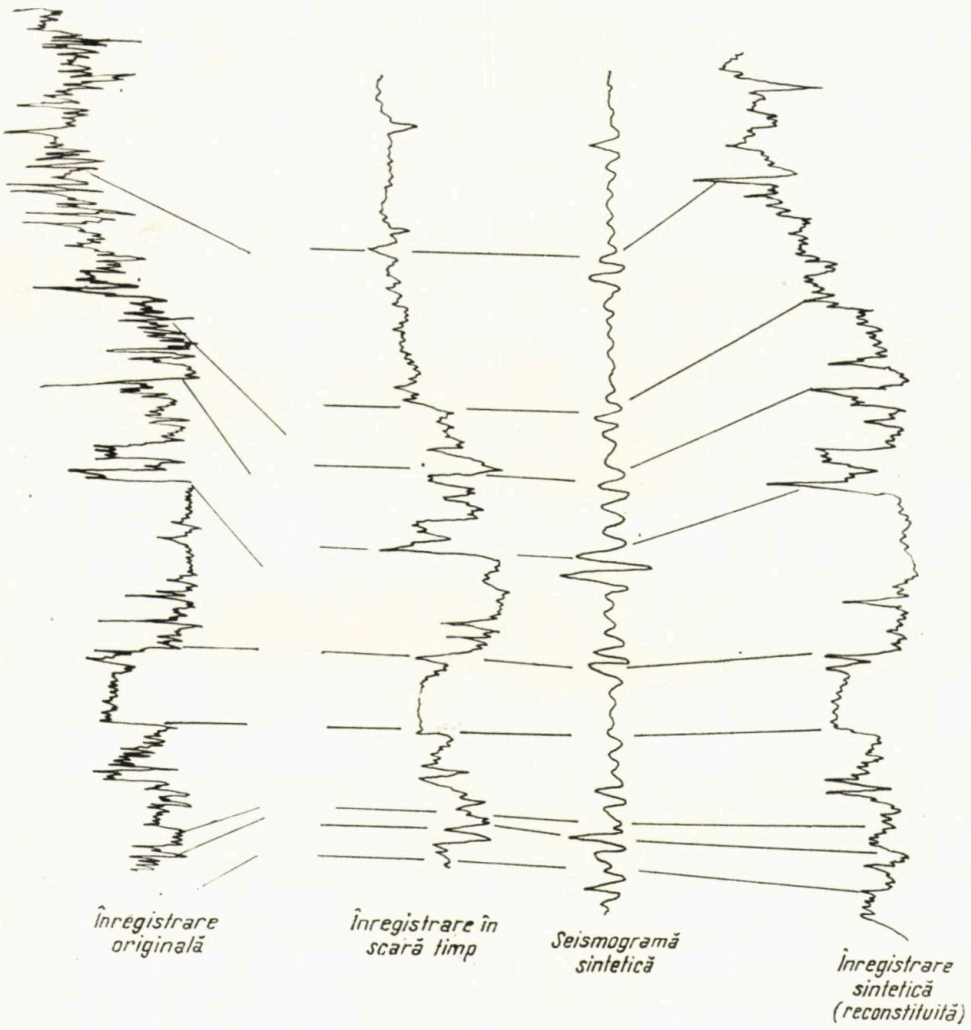


Fig. 9.5. — Determinarea seismogramelor sintetice din înregistrările acustice și reconstituirea acestora.

În concluzie, aplicarea transformărilor înregistrărilor datelor geofizice de sondă constituie o metodă de viitor cu o serie de aplicații potențiale interesante și utile.

10. ESTIMAREA PRECIZIEI DE DETERMINARE A UNUI PARAMETRU GEOFIZIC DIN DATELE ÎNREGISTRĂRILOR GEOFIZICE DE SONDĂ

În multe cazuri, în investigaţia geofizică a sondelor, un interes practic deosebit îl prezintă estimarea preciziei de determinare a unui anumit parametru geofizic al colectorului studiat (porozitate, saturaţie etc.), în scopul evaluării eficacităţii metodei de investigaţie şi a aparaturii utilizate (Basin şi Kulinkovici, 1966).

În acest scop se pot utiliza proprietăţile informaţionale ale datelor geofizice, şi anume măsura informaţiei geofizice de sondă şi entropia acesteia.

10.1. MĂSURA INFORMAŢIEI (SPĂTARU, 1966)

Dacă se consideră un sistem de evenimente cu caracter probabilistic, fiecăruia fiindu-i asociată o anumită probabilitate de apariţie sau de realizare prin realizarea unuia dintre evenimente din totalitatea sau mulţimea evenimentelor posibile, se obţine o *informaţie*. Se poate spune că informaţia se obţine printr-un mecanism de alegere a unui eveniment din mulţimea evenimentelor posibile. Dacă realizarea evenimentului considerat este constituită din alegerea unui mesaj particular dintr-o mulţime de mesaje posibile care urmează a fi transmise, acest mecanism de alegere constituie o *sursă*, care generează informaţia, respectiv o sursă de informaţii.

Măsura informaţiei reprezintă măsura incertitudinii asupra sistemului de evenimente, respectiv măsura obiectivă privind incertitudinea asupra mecanismului prin care se realizează un anumit eveniment particular din mulţimea de evenimente posibile.

Dacă se consideră mulţimea discretă şi finită a tuturor evenimentelor posibile ale unui sistem de evenimente probabilistice, aceasta poate fi reprezentată sub forma unui şir sau a unei matrice de forma

$$[X] = [x_1,\ x_2,\ \ldots,\ x_n]. \tag{10.1}$$

Această mulţime poartă numele de schemă finită completă, spaţiu al eşantioanelor sau cîmp finit de evenimente.

Evenimentele particulare x_i ale acestui cîmp au proprietatea că reuniunea (suma logică) totală a acestora reprezintă evenimentul sigur E :

$$\bigcup_{i=1}^{n} x_i = E \tag{10.2}$$

(reuniunea sau suma logică a două evenimente reprezintă evenimentul care constă fie din realizarea unuia, fie a celuilalt din cele două evenimente; evenimentul sigur reprezintă evenimentul a cărui probabilitate de realizare este egală cu unu). Relaţia (10.2) arată că există siguranţa apariţiei cel puţin a unui eveniment x_i din mulţimea $[X]$.

Fiecărui element al cîmpului $[X]$ îi este asociată o probabilitate de realizare, dată de matricea

$$[P] = [p(x_1),\ p(x_2)\ ,\ldots,\ p(x_n)], \tag{10.3}$$

suma acestora fiind egală cu unitatea :

$$\sum_{i=1}^{n} p\,(x_i) = 1. \tag{10.4}$$

Măsura incertitudinii asupra realizării evenimentului x_i, $U(x_i)$, este o funcție $F\,(p_i)$ de probabilitatea $p(x_i) = p_i$ de realizare a acestui eveniment, denumită probabilitate inițială sau apriorică, care reprezintă incertitudinea inițială sau apriorică asupra realizării evenimentului x_i.

Prin realizarea evenimentului x_i, această incertitudine poate fi înlăturată, respectiv se poate obține o informație $i(x_i)$ asupra realizării lui x_i, definită prin

$$i\,(x_i) = U(x_i) = F(p_i). \tag{10.5}$$

Rezultă că informația obținută în sensul de mai sus reprezintă o măsură a incertitudinii apriorice asupra realizării evenimentului respectiv.

În cazul general, în procesul de observare al evenimentelor din cîmpul $[X]$ intervin perturbații care modifică caracterul mesajului transmis, micșorînd cantitatea de informație transmisă. În acest caz, mulțimea evenimentelor observate date de matricea

$$[Y] = [y_1,\ y_2,\ \ldots,\ y_n) \tag{10.6}$$

va fi diferită, în general, de mulțimea evenimentelor realizate, adică, depinzînd de acțiunea întîmplătoare a perturbațiilor, evenimentul observat, y_j, nu corespunde întotdeauna celui realizat, x_i.

Măsura incertitudinii asupra realizării evenimentului x_i, dacă s-a realizat observarea lui y_j, este o funcție de probabilitatea lui x_i condiționată de y_j, reprezentînd incertitudinea aposteriorică asupra realizării evenimentului x_i dacă s-a realizat y_j.

Se amintește că probabilitatea ca un eveniment x_i să se realizeze cînd există un complex de condiții inițiale neschimbate se numește probabilitate necondiționată sau apriorică, $p(x_i)$. Dacă în afară de aceste condiții se mai introduc și alte condiții variabile, ca, de exemplu, realizarea evenimentului x_i în condițiile în care s-a realizat evenimentul y_j, se spune că evenimentul x_i este condiționat de evenimentul y_j, iar probabilitatea lui se numește probabilitate condiționată sau aposteriorică, $p(x_i/y_j)$.

Deci măsura incertitudinii aposteriorice asupra lui x_i prin observarea lui y_j poate fi scrisă sub forma

$$U(x_i/y_j) = F\,[p(x_i/y_j)]. \tag{10.7}$$

Se poate spune că după realizarea (sau observarea) evenimentului y_j rămîne o incertitudine asupra evenimentului care s-a realizat în realitate, produsă de acţiunea perturbaţiilor. În absenţa acestora, observînd evenimentul y_j, se poate spune cu probabilitate egală cu unitatea că s-a realizat evenimentul x_i.

Informaţia obţinută asupra lui x_i cînd se observă y_j reprezintă scăderea incertitudinii asupra realizării lui x_i din starea iniţială înainte de observarea lui y_j la starea finală, după observarea lui y_j, respectiv

$$i(x_i\,;\ y_j) = U\,(x_i) - U\,(x_i/y_j) \tag{10.8}$$

adică este egală cu diferenţa dintre incertitudinea apriorică asupra realizării lui x_i şi incertitudinea aposteriorică care rămîne după observarea lui y_j.

În cazul în care nu există perturbaţii, realizarea evenimentului x_i are ca rezultat observarea evenimentului $y_j = x_i$, iar incertitudinea aposteriorică asupra lui x_i dispare, astfel că relaţia (10.8) devine

$$i(x_i\,;\ x_i) = U\ (x_i), \tag{10.9}$$

care este echivalentă cu (10.5).

Dacă acţiunea perturbaţiilor este foarte puternică, astfel încît nu se poate face nici o legătură între evenimentul y_j observat (s-au recepţionat) şi cel realizat, x_i, cele două evenimente sînt independente. În aceste condiţii, probabilitatea evenimentului x_i nu mai este condiţionată de realizarea lui y_j, adică

$$p(x_i/y_j) = p\,(x_i), \tag{10.10}$$

iar incertitudinea aposteriorică este egală cu cea apriorică :

$$U\,(x_i/y_j) = U\,(x_i), \tag{10.11}$$

astfel că relaţia (10.8) devine

$$i\,(x_i\,;\ y_j) = 0, \tag{10.12}$$

adică, prin observarea lui y_j, nu se obţine nici o informaţie asupra realizării lui x_i.

Se arată că funcţia U, care determină măsura informaţiei, este de forma

$$U = F\,(p) = -\,\lambda \log\ p, \tag{10.13}$$

unde λ este o constantă pozitivă. Această formă este dedusă din condiţia de aditivitate impusă funcţiei U, în conformitate cu sensul dat informaţiei, care trebuie să aibă un caracter aditiv.

Dacă se introduce relația (10.13) în (10.5), se obține *informația proprie* asociată cu evenimentul x_i :

$$i(x_i) = -\lambda \log p(x_i), \tag{10.14}$$

iar din relația (10.8) se poate obține *informația mutuală* asociată cu x_i și y_j, respectiv obținută prin realizarea evenimentului x_i și recepționarea sau observarea evenimentului y_j.

$$i(x_i ; y_j) = -\lambda [\log p(x_i) + \log p(x_i/y_j)] = \lambda \log \frac{p(x_i/y_j)}{p(x_i)} \tag{10.14'}$$

10.2. UNITATEA DE MĂSURĂ A INFORMAȚIEI

Ca unitate de măsură a informației se utilizează informația obținută prin alegerea sau prin realizarea unui eveniment din două evenimente egal probabile, respectiv cîmpul de evenimente va fi definit de matricea evenimentelor de forma

$$[X] = [x_1, x_2], \tag{10.15}$$

avînd asociată matricea probabilităților de forma

$$[P] = \left[\frac{1}{2}, \frac{1}{2}\right]. \tag{10.15'}$$

Ținînd seama de (10.14), unitatea de informație va fi definită din condiția

$$i(x_1) = i(x_2) = -\lambda \log 1/2 = 1.$$

Dacă se alege logaritmul în baza 2, constanta λ devine egală cu unitatea :

$$i(x_1) = i(x_2) = \log_2 2 = 1 \text{ bit}. \tag{10.16}$$

Unitatea de informație astfel definită, numită bit, este justificată de utilizarea sistemului de numărare binar, folosit în dispozitivele de calcul numerice.

10.3. ENTROPIA

Entropia este definită ca o măsură a incertitudinii sau a nedeterminării medii a cîmpului de evenimente $[X]$, definit de relațiile (10.1) și (10.2), căruia i se asociază matricea probabilităților $[P]$, dată de (10.3);

entropia reprezintă în fapt *informația medie a cîmpului de evenimente* $[X]$ cu probabilitățile $[P]$ și se exprimă prin relația

$$H(X) = H(p_1, p_2, \ldots, p_n) = -\sum_{i=1}^{n} p_i \log_2 p_i, \tag{10.17}$$

unde $p_i = p(x_i)$ reprezintă, după cum s-a văzut, probabilitatea de realizare a evenimentului x_i.

Entropia $H(X)$ are valoarea maximă pentru cazul în care toate probabilitățile asociate evenimentelor din cîmpul $[X]$ sînt egale între ele, adică toate realizările posibile ale cîmpului evenimentelor sînt de egală probabilitate:

$$p_1 = p_2 = \ldots = p_n = -\frac{1}{n}, \tag{10.18}$$

unde n este numărul de evenimente din cîmp.

Astfel entropia maximă are valoarea

$$H(X)_{\max} = -\log_2 1/n = \log_2 n. \tag{10.19}$$

10.4. ENTROPIA INFORMAȚIEI GEOFIZICE DE SONDĂ (BAS.N și KULINKOVICI, 1966).

Dacă printr-o anumită metodă de investigație geofizică de sondă se determină un anumit parametru X (porozitate, saturație etc.), care poate lua valori în intervalul $(x_2 - x_1)$, respectiv limitat de valorile x_1 și x_2, iar măsurarea se face cu o eroare de măsură constantă ΔX, se poate calcula entropia în presupunerea că distribuția valorilor x_i este uniformă în intervalul considerat, adică probabilitatea $p(x_i)$ este de forma

$$p(x_i) = \frac{2\Delta X}{x_2 - x_1}, \text{ pentru } x_1 \leqslant x_i \leqslant x_2,$$

$$p(x_i) = 0, \quad \text{, pentru } x_i < x_1 \text{ și } x_i > x_2. \tag{10.18'}$$

Din relațiile (10.17), (10.18') și (10.19) se poate deduce entropia, care are forma

$$H(X) = \log_2 \frac{x_2 - x_1}{2\Delta X}. \tag{10.20}$$

Valoarea entropiei determinată prin această relație poate fi considerată ca entropie apriorică, întrucît pentru determinarea ei sînt folosite date cunoscute înainte de efectuarea unei măsurări geofizice, care deci

nu depind de metoda de investigație a găurii de sondă. Entropia apriorică se va nota cu $H_0(X)$.

Măsura informației sau cantitatea de informație poate fi dedusă din ecuația (10.14), făcînd aceeași presupunere a distribuției uniforme de probabilitate :

$$I(X) = \log_2 \frac{y_2 - y_1}{2\Delta Y}, \tag{10.21}$$

unde $y_2 - y_1$ reprezintă intervalul de valori $[y_1, y_2]$ ale parametrului geofizic măsurat Y (flux de neutroni termici, timp de parcurs ultrasonic etc.), corespunzător parametrului fizic determinat X (porozitate etc.), iar ΔY eroarea absolută de măsurare a valorii Y.

Informația $I(X)$, obținută printr-o investigație geofizică, scade incertitudinea sau nedeterminarea apriorică asupra determinării parametrului X pînă la valoarea

$$H_1(X) = H_0(X) - I(X), \tag{10.22}$$

care este definită ca entropie aposteriorică.

Entropia aposteriorică $H_1(X)$ apare ca o noțiune foarte importantă prin faptul că ilustrează eficacitatea diferitelor metode și dispozitive de geofizică de sondă și caracterizează sub forma cea mai generală măsura informației puse la dispoziție de o anumită metodă de investigație utilizată la rezolvarea unei anumite probleme geologice sau tehnice. Măsura informației caracterizată în acest mod este raportată astfel la caracteristica informațională a problemei *in situ* prin $H_0(X)$ și a metodei de rezolvare a acesteia prin $I(X)$.

Valoarea entropiei aposteriorice, respectiv diferența dintre entropia apriorică și măsura informației obținute prin metoda de investigație, poate caracteriza în mod evident eficacitatea metodei de investigație folosite, respectiv precizia de determinare a parametrului fizic căutat sau precizia de rezolvare a problemei urmărite. În acest sens pot fi scoase în evidență următoarele cazuri importante :

— entropia aposteriorică este egală cu zero, $H_1(X) = 0$, respectiv entropia „apriori" și cantitatea de informație sînt egale, ceea ce indică rezolvarea completă a problemei geologice sau tehnice date cu ajutorul metodei de investigație alese ;

— entropia aposteriorică este pozitivă, $H_1(X) > 0$, respectiv entropia apriorică este mai mare decît cantitatea de informație obținută prin măsurătoare, ceea ce sugerează concluzia că metoda folosită nu rezolvă complet problema propusă (de exemplu precizia de determinare a porozității nu este suficientă în scopul determinării rezervelor) ;

— entropia aposteriorică este negativă, $H_1(X) < 0$, respectiv cantitatea de informație obținută prin măsurătoare este mai mare decît entropia apriorică, în care caz s-ar putea vorbi de un exces de informație asigurată de metoda de investigație sau de o redundanță. Aceasta ar putea constitui un caz favorabil, sugerînd ideea că problema se rezolvă cu sigu-

ranţă mărită, dar excesul de informaţie (sau precizia exagerată pentru condiţiile problemei) poate duce la complexizarea nejustificată a aparaturii de măsură;

— entropia aposteriorică este mai mare în valoare decît cea apriorică, $H_1(X) > H_0(X)$, respectiv cantitatea de informaţie este negativă, ceea ce sugerează concluzia că metoda de investigaţie utilizată măreşte incertitudinea sau nedeterminarea asupra rezolvării problemei propuse, cu alte cuvinte introduce dezinformaţie. Acest lucru este observabil atunci cînd intervalul de valori ale parametrului măsurat este mai mic decît dublul erorii absolute de determinare a acestuia prin metoda de investigaţie dată. În acest caz, precizia metodei poate fi, totuşi, mărită în mod sensibil în contul informaţiei apriorice prin utilizarea unor strate de referinţă cu parametri cunoscuţi sau a unor dependenţe a parametrilor obţinute pe baze statistice.

În relaţia (10.20) se face presupunerea că eroarea ΔX de determinare a parametrului X şi intervalul de valori $[x_2 - x_1]$ ale acestuia constituie mărimi finite, prin urmare numărul de rezolvări posibile ale problemei date (de exemplu determinarea porozităţii sau a altor proprietăţi colectoare ale stratului) va fi de asemenea de mărime finită, dată de raportul

$$g = \frac{x_2 - x_1}{2\Delta X}, \tag{10.23}$$

mărime denumită „numărul de gradaţii necesare".

Mărimea egală cu dublul erorii de determinare reprezintă intervalul corespunzător unei gradaţii. „Numărul efectiv de gradaţii", obţinut prin măsurătoarea geofizică efectuată cu eroare absolută constantă în presupunerea că întreaga informaţie obţinută este utilă, va fi egal cu raportul

$$g_{ef.} = \frac{y_2 - y_1}{2\Delta Y}. \tag{10.24}$$

Ca urmare, entropia şi cantitatea de informaţie pot fi scrise sub forma

$$H(X) = \log_2 g \tag{10.25}$$

şi

$$I(X) = \log_2 g_{ef.}. \tag{10.26}$$

Relaţiile de mai sus sînt valabile pentru cazul în care s-a presupus că eroarea absolută de determinare este constantă pe întregul interval al valorilor. Pentru investigaţiile geofizice de sondă se poate considera, în general, constantă valoarea erorii relative a măsurătorii, δ, respectiv

$$\delta_x = \frac{\Delta X}{X}, \quad \text{sau} \quad \Delta X = X \cdot \delta_x,$$

și

$$\delta_Y = \frac{\Delta Y}{Y}, \text{ sau } \Delta Y = Y \cdot \delta_y. \tag{10.26}$$

Utilizînd în acest caz pentru determinarea entropiei și a cantității de informație relațiile de aproximare deduse din generalizarea relațiilor (10.20) și (10.21):

$$H(X) = \log_2 \int_{x_1}^{x_2} \frac{dX}{2\Delta X}$$

și

$$I(X) = \log_2 \int_{y_1}^{y_2} \frac{dY}{2\Delta Y}, \tag{10.27}$$

se obține

$$H(X) = \log_2 \frac{\ln \frac{x_2}{x_1}}{2\delta_x} \tag{10.28}$$

și

$$I(X) = \log_2 \frac{\ln \frac{y_2}{y_1}}{2\delta_y} = \log_2 \frac{\ln K_g}{2\delta_y}, \tag{10.29}$$

unde $K_g = y_2/y_1$ reprezintă raportul de diferențiere relativă al metodei de investigație utilizată.

Numărul de gradații necesare și efective va fi dat în acest caz de relațiile

$$g = \frac{\ln \frac{x_2}{x_1}}{2\delta_x} \tag{10.30}$$

și

$$g_{ef.} = \frac{\ln K_g}{2\delta_y}. \tag{10.30'}$$

Din cele de mai sus se poate trage concluzia că, dacă mărirea raportului de diferențiere relativă care definește gradul de rezoluție al metodei de investigație și aparaturii utilizate la variația parametrilor utilizați se obține pe seama creșterii erorii de măsură, aceasta poate duce la micșorarea cantității de informație obținută.

Utilizarea formulelor obținute mai sus pentru determinarea entropiei $H(X)$ și a cantității de informație $I(X)$ este posibilă dacă măsurătorile geofizice sînt efectuate în condiții în care există o corespondență biunivocă sub forma unor relații sau curbe de dependență între parametrul X de determinat și mărimea măsurată Y. În acest caz, întreaga informație obținută prin măsurătoare devine utilă.

Totuși, condițiile de efectuare a măsurătorilor geofizice în gaura de sondă pot fi variabile, din care cauză determinarea mărimii X nu este condiționată numai de mărimea măsurată Y, ci și de parametrii care caracterizează aceste condiții : diametrul găurii de sondă, grosimea turtei de noroi, gradul de mineralizare a fluidului de foraj etc. Variația acestor parametri influențează rezultatul măsurătorii și se comportă ca o perturbație, micșorînd cantitatea de informație obținută.

Evaluarea riguroasă a cantității de informație în acest caz devine destul de greoaie, fiind necesare unele metode de aproximare.

Se presupune că mărimile X și Y sînt legate între ele printr-o relație funcțională de forma $X = f(Y)$. În cazul unei distribuții continue a probabilității de realizare a problemei propuse, entropia $H(X)$ poate fi scrisă sub forma

$$H(X) = \int_{x_1}^{x_2} p(x) \log p(x) \, dX + C, \tag{10.31}$$

unde $p(x)$ este densitatea de probabilitate de ordinul I a mărimii X, iar C un termen constant aditiv nedeterminat.

Entropia apriorică maximă, corespunzătoare cazului în care valorile X au o distribuție uniformă de probabilitate în intervalul de valori posibile $[x_2 - x_1]$, de densitate

$$p(x) = \frac{1}{x_2 - x_1},$$

este

$$H_{0(\max)}(X) = \log_2 (x_2 - x_1) + C. \tag{10.32}$$

Se consideră că la măsurarea mărimii Y s-a obținut valoarea y_1. Restrîngîndu-se observația la cazul distribuției uniforme de probabilitate, mărimea Y va avea o distribuție de probabilitate condiționată de valoarea măsurată y_1, de forma

$$p(Y/y_1) = \frac{1}{y_2^* - y_1^*}, \tag{10.33}$$

unde $y_1^* = y_1 - \Delta Y$ și $y_2^* = y_2 + \Delta Y$.

Dacă dependența dintre X și Y pe intervalul $y_2^* - y_1^* = 2\Delta Y$ (intervalul unei gradații) este apropiată de cea liniară, atunci probabilitatea parametrului X condiționată de Y, $p(X/Y)$ în acest interval, după

măsurătoarea Y va fi o probabilitate aposteriorică și va urma de asemenea o lege de distribuție uniformă:

$$p(X/Y) = \frac{1}{x_2^* - x_1^*} = \frac{1}{2\Delta X^*}, \tag{10.34}$$

unde $x_1^* = f(y_1^*)$ și $x_2^* = f(y_2^*)$, iar ΔX^* este lățimea intervalului corespunzător gradației pe axa X.

Înlocuind (10.34) în (10.31), se obține relația pentru mărimea entropiei aposteriorică:

$$H_1(X) = \log(2\Delta X^*) + C, \tag{10.35}$$

caracterizînd măsura în care precizia efectivă a măsurătorii Y corespunde celei necesare (dorite).

Cantitatea de informație obținută prin măsurătoare este determinată de diferența dintre mărimile entropiei apriorice maxime $H_{0(\max)}$ și aposteriorice H_1:

$$I(X) = H_{0(\max)}(X) - H_1(X) = \log_2 \frac{x_2 - x_1}{2\Delta X^*}. \tag{10.36}$$

Dacă mărimea măsurată Y depinde, în afară de X, și de alți parametri α, β, γ, a căror valoare exactă nu este cunoscută de obicei, atunci intervalele gradațiilor corespunzătoare distribuției uniforme de probabilitate a acestor mărimi pot fi obținute prin metode grafice.

În figura 10.1 este ilustrat un exemplu de determinare a cantității de informație în cazul existenței unei singure mărimi perturbatoare, α.

În figură sînt trasate curbele de dependență $X = f(Y, \alpha_1^*)$ și $X = f(Y, \alpha_2^*)$, unde α_1^* și α_2^* reprezintă valoarea maximă, respectiv minimă a valorilor posibile α. Dacă Y ia valori în limitele intervalului $2\Delta Y = y_2 - y_1$, iar α primește valoarea α_1^*, atunci X va lua valori în limitele intervalului $[x_2^* - \hat{x}_1]$, unde $\hat{x}_1 = f(y_1^*, \alpha_1^*)$ și $x_2^* = f(y_2^*, \alpha_1^*)$. Dacă în cursul măsurătorii parametrul perturbator α își schimbă valoarea și devine α_2^*, X va primi valori în limitele intervalului $[\hat{x}_2 - \hat{x}_1]$, unde $\hat{x}_2 = f(y_2^*, \alpha_2^*)$ reprezintă proiecția pe axa absciselor X a punctului de ordonată y_2^* de pe curba $X = f(Y, \alpha_2^*)$.

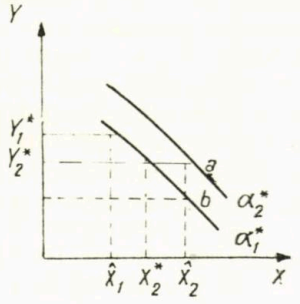


Fig. 10.1. — Determinarea intervalului corespunzător gradațiilor în cazul variației unui parametru perturbator α.

Luînd în considerare aproximaţia că $p(x)$ este uniformă în intervalul $2\Delta\hat{X} = \hat{x}_2 - \hat{x}_1$, cantitatea de formaţie obţinută are forma

$$I(X) = \log_2 \frac{x_2 - x_1}{2\Delta\hat{X}}. \tag{10.37}$$

Prin urmare, influenţa mărimii perturbatoare α duce la mărirea intervalului gradaţiei pe axa Y (cu segmentul $\overline{a\,b}$), ceea ce are drept urmare micşorarea numărului de gradaţii efective, deci implicit a cantităţii de informaţie obţinute prin măsurătoare.

Dacă parametrul perturbator α poate fi măsurat cu ajutorul unui mijloc oarecare (microcavernometrie pentru grosimea turtei de noroi, rezistivimetrie pentru mineralizarea fluidului de foraj etc.), curbele $X=f(Y, \alpha_1^*)$ şi $X=f(Y, \alpha_2^*)$ pot fi aproximate cu atît mai bine cu cît creşte precizia de determinare a lui α, ceea ce duce la micşorarea intervalului gradaţiei, respectiv la creşterea numărului de gradaţii şi, în consecinţă, la creşterea preciziei determinării parametrului X.

10.5. COMPARAREA DIFERITELOR VARIANTE ALE CAROTAJULUI NEUTRONIC PENTRU DETERMINAREA POROZITĂŢII FORMAŢIUNILOR CALCAROASE

În lucrarea amintită mai sus (Basin şi Kulinkovici, 1966) este prezentată compararea preciziei de determinare a porozităţii calcarelor cu ajutorul diferitelor variante de carotaj neutronic, ca un exemplu de aplicare a caracteristicilor informaţionale ale parametrilor fizici „*in situ*" ai formaţiilor precum şi a metodelor de investigaţie la evaluarea preciziei.

În prezent sînt cunoscute şi aplicate mai multe variante ale metodei de carotaj neutronic pentru determinarea porozităţii în formaţiile calcaroase, şi anume carotajul neutron-gama, CNG, o variantă a carotajului neutron-gama în care detectorul este înconjurat cu un ecran de cadmiu, CNG (Cd), carotajul neutron-neutron cu neutroni termici, CNN—T, şi carotajul neutron-neutron cu neutroni epitermici, CNN—ET. În figura 10.2 sînt prezentate dispozitivele de sondare (ansamblu sursă-detector) pentru variantele amintite de carotaj neutronic cu diferitele tipuri de detectoare utilizate: contoare Geiger-Müller, detectoare cu scintilaţie şi fotomultiplicator şi detectoare proporţionale. Referirile în legătură cu utilizarea acestora şi cu principiile de funcţionare sînt date în (Dahnov, 1961; Barsukov ş. a., 1965; Wood, 1969; Tittle, 1961; Tittle şi Allen, 1966).

Între indicaţiile (răspunsul) metodei de carotaj neutronic şi parametrul porozitate al formaţiilor calcaroase există o dependenţă funcţională, reprezentată de relaţia generalizată

$$N = -A \log P + B, \tag{10.38}$$

unde

N este răspunsul neutronic (flux de neutroni termici sau epitermici sau intensitate de radiaţie gama de captură) al dispozitivului de măsură,

A — un factor complex care caracterizează proprietățile de interacțiune date de hidrogenul conținut în formație, legate de distanța sursă-detector (lungimea dispozitivului),

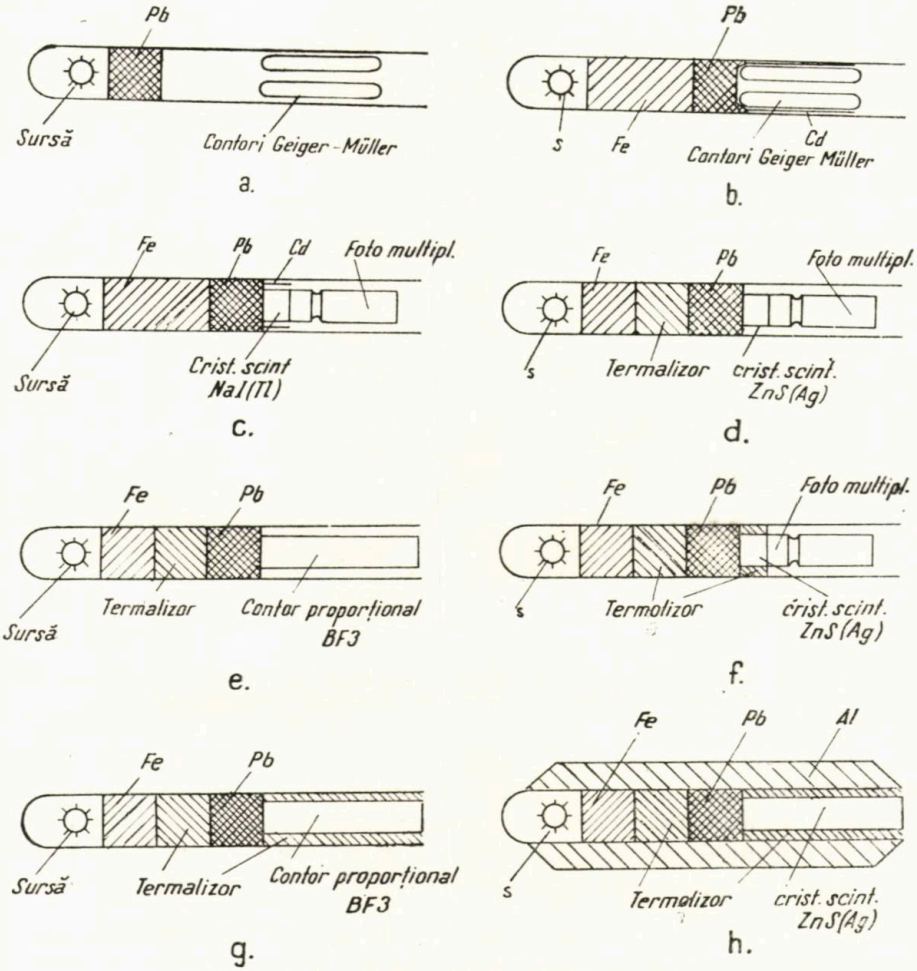


Fig. 10.2. — Dispozitive de carotaj neutronic:
a — dispozitiv CNG; *b* și *c* — dispozitiv CNG (Cd); *d* și *e* — dispozitiv CNN—T; *f*, *g* și *h* — dispozitiv CNN—ET.

B — un factor complex reprezentînd proprietățile de interacțiune ale formației față de fluxul de neutroni emis de sursă și caracteristicile de radiație-detecție ale dispozitivului de investigație (sistem sursă-detector),

P — porozitatea formației.

Această dependență funcțională între porozitate și răspunsul neutronic este în general liniară (în scară semilogartimică) pentru valori de porozitate cuprinse în domeniul de porozități de circa 5—25 % și neliniară în afara acestui domeniu (fig. 10.3).

De fapt, această dependență funcțională apare sub forma unor familii de curbe de forma

$$N = f\ (\log\ P,\ \alpha,\ \beta,\ \gamma,\ \ldots), \tag{10.39}$$

unde α, β, γ, ... reprezintă parametrii perturbatori dați de condițiile de efectuare a măsurătorilor din gaura de sondă : diametrul, turta de noroi, fluidul de foraj etc.

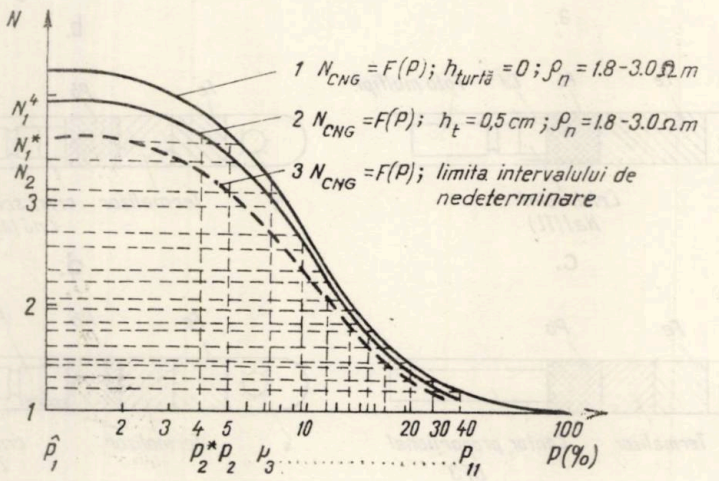


Fig. 10.3. — Determinarea grafică a numărului de gradații în cazul determinării porozității calcarelor din carotajul neutronic — CNG.

Răspunsul neutronic are o sensibilitate excepțional de mare la variațiile de porozitate, dar și la influențele produse de variațiile condițiilor de măsură. În legătură cu aceasta, problema care se pune este determinarea variantei optime de carotaj neutronic, care asigură cea mai bună precizie de determinare a porozității globale a unor formații calcaroase în anumite condiții concrete date.

Pe baza celor discutate în prezentul capitol, varianta optimă de carotaj neutronic pentru determinarea porozității va fi aceea care va asigura obținerea unui număr mai mare de „gradații" respectiv o cantitate maximă de informație asupra porozității la aceeași valoare a erorii parametrului măsurat în condiții de măsură determinate : diametrul găurii de sondă, rezistivitatea fluidului de umplere, grosimea turtei de noroi etc.

Pentru compararea variantelor amintite de carotaj neutronic se determină pentru fiecare dintre ele numărul de gradații g și cantitatea de informație $I(P)$ cu ajutorul relațiilor (10.29) și (10.30) în ipoteza că grosimea turtei de noroi h_t și rezistivitatea noroiului ρ_n nu se schimbă, presupunîndu-se cunoscute erorile de determinare a răspunsului neutronic exprimat în unități relative sau absolute și a celorlalte elemente legate de condițiile de măsurare. În cazul în care valorile h_t și ρ_n variază de-a-lungul găurii de sondă, g și $I(p)$ pot fi determinate pe cale grafică, conform metodei

ilustrate în figura 10.1, începînd cu indicația N_1 (fig. 10.3) de pe axa răspunsului neutronic N, corespunzătoare uneia din valorile-limită de porozitate — $P=1\,\%$, pînă la indicația N_n, corespunzătoare sfîrșitului intervalului de variație al porozității — $P = 40\,\%$. În felul acesta se poate determina numărul de gradații pe axa porozității, lărgimea fiecărei gradații și cantitatea de informații. În tabela 10.1 sînt date cîteva rezultate obținute în evaluarea numărului de gradații și a cantității de informație pentru cele patru variante.

Tabela 10.1

Evaluarea cantității de informație și a numărului de gradații (entropiei apriorice) pentru diferitele variante de carotaj neutronic

Varianta metodei	$K_g = \frac{N_1}{N_n}$	Condițiile găurii de sondă = constante		Condițiile găurii de sondă = variabile	
		$g_{ef.}$	$I(P)$ [bit]	$g_{ef.}$	$I(P)$ [bit]
CNG	2,2	7,5	2,8	5,0	2,3
CNG(Cd)	3,6	13,0	3,7	10,0	3,3
CNN—T	4,3	15,0	3,9	7,0	2,8
CNN—ET	5,4	17,0	4,1	7,0	2,8

Din datele prezentate se poate observa că, în cazul general, cea mai bună precizie de determinare a porozității formațiilor calcaroase se obține prin varianta de carotaj neutron-gama cu detectorul înconjurat cu un ecran de cadmiu-CNG (Cd) și că variațiile condițiilor găurii de sondă în timpul măsurătorii micșorează în mod sensibil cantitatea informației obținute asupra porozității. Se mai observă că, dacă există posibilitatea menținerii constante a condițiilor de măsură (turtă de noroi și rezistivitatea noroiului), precizia determinării porozității crește mult, fiind foarte bună în special la varianta de carotaj neutron-neutron cu neutroni epitermici (CNN-ET) pentru care cantitatea de informație ajunge la 4,1 biți. Aceste condiții pot fi atinse oarecum prin atașarea în jurul dispozitivelor de investigație a unor manșoane de aluminiu care micșorează efectul găurii de sondă (fig. 10.2*h*).

În ultimul timp a început să se utilizeze pe scară largă metoda de determinare a porozității cu două dispozitive de carotaj neutron-neutron de două lungimi diferite, respectiv metoda dispozitivului dublu (Barsukov ș. a. 1965; Allen ș. a., 1967; *Schlumberger Document*, 1969). Avantajul acestei metode constă în faptul că se utilizează ca informație asupra porozității raportul dintre răspunsurile neutronice a două dispozitive:

$$\mu = \frac{N_M}{N_m}, \tag{10.40}$$

unde N_M este răspunsul neutronic (fluxul neutronilor termici) al dispozitivului de lungime mare, L_M, iar N_m răspunsul neutronic al dispozitivului de lungime mică, L_m. Acest raport depinde foarte puțin de condițiile de

măsură în gaura de sondă. De asemenea crește mult precizia de calibrare a aparaturii în unități de porozitate absolute sau relative.

Numărul de gradații efective obținute la determinarea porozității se poate determina tot cu ajutorul relației (10.30 *b*), în care raportul de diferențiere relativă K_g are valoarea

$$K_g = \frac{\mu_1}{\mu_2}, \tag{10.41}$$

unde μ_1 și μ_2 reprezintă rapoartele dintre răspunsurile neutronice ale celor două dispozitive corespunzătoare celor două limite ale intervalului de variație a valorilor de porozitate $[P_1, P_2]$.

Dacă se are în vedere că răspunsul neutronic depinde de lungimea dispozitivului L conform relației de forma

$$\ln N = -aL + b, \tag{10.42}$$

unde a și b sînt doi coeficienți complexi care depind de proprietățile de interacțiune a neutronilor, și se determină numărul de gradații și cantitatea de informație pentru diferite combinații de dispozitive duble, se poate trage concluzia că la rapoarte mici μ, deci la lungimi apropiate, metoda dispozitivului dublu nu prezintă avantaje substanțiale față de dispozitivele cu un singur detector, dar că prin creșterea diferenței dintre lungimile dispozitivelor precizia determinării poate fi mult mărită. Această posibilitate este limitată oarecum de datele tehnice ale aparaturii și mai ales de sensibilitatea detectorului cu lungime mare. Totuși, prin apariția în ultimul timp a surselor de neutroni cu flux de ieșire mare de ordinul a 10^9 neutroni/s și a detectorilor proporționali de presiune pentru neutroni termici umpluți cu ^3He, care au o sensibilitate foarte mare, precizia determinării porozității poate crește în mod sensibil prin utilizarea de lungimi de dispozitiv mai mari și cu raport mai mare dintre ele (Allen ș.a., 1967).

Metoda de comparare a diferitelor variante de carotaj neutronic prezentată mai sus după cantitatea de informație asigurată de acestea presupune că informația geologică preliminară asupra profilului studiat se limitează la intervalul de variație a valorilor de porozitate și la date de litologie (de exemplu este esențială lipsa argilizării calcarelor). Distribuția porozității nu este cunoscută, de aceea se consideră uniformă în limitele intervalului de variație considerat. Totuși, sînt cazuri cînd pe baza unor determinări statistice distribuția porozității în limitele acestui interval este cunoscută și trebuie folosită în acest caz pentru evaluarea preciziei de determinare a porozității din carotajul neutronic.

Dacă se consideră o distribuție a porozității pe intervalul $P_1, \ldots P_n$ dată în figura 10.4, cunoscută în urma determinărilor statistice pe structura respectivă, probabilitatea p_i de obținere a valorii de porozitate P_i se determină cu ajutorul integralei

$$P_i = \int_{|P|_i}^{|P|_{i+1}} p(P)\, \mathrm{d}\, P. \tag{10.43}$$

Cu ajutorul relației (10.17) poate fi calculată o entropie apriorică condiționată $H_0(P/\rho)$, care în general este mai mică decît entropia apriorică $H_0(P)$ calculată conform ecuației (10.20), fără cunoașterea legii de distribuție a probabilităților valorilor de porozitate. Astfel, pentru exemplul considerat, dacă se presupune o distribuție uniformă a porozităților în intervalul de valori 1—40 %, entropia apriorică are valoarea $H(P) = 3{,}5$ biți, în timp ce, luîndu-se în considerare distribuția cunoscută (fig. 10.4), entropia apriorică condiționată devine $H_0(P/p) = 2{,}3$ biți. Se observă că prin cunoașterea distribuției porozității se asigură scăderea incertitudinii inițiale, egală cu

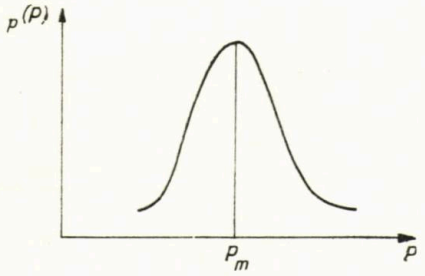


Fig. 10.4. — Funcția de distribuție a porozităților pe o structură.

$$H_0(P) - H_0(P/p) = 1{,}2 \text{ bit},$$

respectiv o informație suplimentară de această valoare. Folosind aceeași metodă ca mai sus, se poate determina cantitatea de informație obținută cu ajutorul carotajului neutronic.

Din datele prezentate în lucrarea amintită (Basin și Kulinkovici, 1966) se poate trage concluzia că prin cunoașterea preliminară a distribuției porozității în cadrul structurii studiate se poate obține o creștere sensibilă a cantității de informație asupra porozității prin carotajul neutronic, deci o creștere a preciziei de determinare, ajungîndu-se ca în anumite condiții să se obțină chiar exces de informație (sau redundanță). De asemenea iese în evidență avantajul variantei CNG(Cd) asupra celei fără Cd.

În concluzie, se poate arăta că metodele de determinare a preciziei determinării parametrilor fizici ai stratului cercetat prin metode geofizice, folosind caracteristicile informaționale ale metodei de investigație și ale aparaturii de măsură utilizate, cu aplicații în cazul de față la metoda carotajului neutronic de determinare a porozității, sînt confirmate cu rezultatele obținute în practica investigațiilor geofizice de sondă atît din datele apărute în literatură, cît și din observațiile făcute de autorul prezentului referat și de alți geofizicieni din țara noastră.

Primit la redacție la 1 iunie 1972

ANWENDUNG DER INFORMATIONSTHEORIE ZUR VERARBEITUNG DER GEOPHYSIKALISCHEN BOHRLOCHMESSERERGEBNISSE

(Zusammenfassung)

Im ersten Teil wurden die informationellen Eigenschaften ders geophysikalischen Bohrlochsignals, dessen Konvolution und die Konvolutionsfilter, die Theorie der Zeitreihen, Polynomglättungsfilter, Abschätzung der Signalform und Kalman-filter behandelt.

Im diesem Teil werden auch andere Anwendungen in diesem Gebiet vorgeführt u. z. Anwendung der inversen optimalen Filter zur Bearbeitung der akustischen Diagraphie, Ein-

führung der Unterfunktionen im Studium der Bohrlochmeßergebnisse und letzten Endes die Abschätzung der Genauigkeit der Bestimmung eines geophysikalischen Parameters aus den Bohrlochmessungen.

BIBLIOGRAFIE

ALLEN, L. S., TITTLE, C. W., MILLS, W. R. şi CALDWELL, R.L., *Dual spaced neutron logging for porosity*, în Geophysics, **32**, *1*, 60 (1967).

BABSKOW, AL. *Prelucrarea automată a datelor investigaţiilor geofizice la sonde*, în Petrol şi gaze, **20**, *6*, 433 (1069).

BABSKOW, AL. *Some aspects concerning the correlation of the bore-hole logging curves by means of digital electronic computers.* Al II-lea Colocviu naţional de modele matematice în geoştiinţe, I. P. G. G., Bucureşti, 1971.

BABSKOW, AL., NEGOIŢĂ, V. şi NIŢĂ, C., *Interpretarea automată a pandajmetriei continue cu ajutorul calculatoarelor numerice*, în Petrol şi gaze, **21**, *11*, 643 (1970).

BARSUKOV, O. A., BLINOVA, N. M., VÎBORNÎH, S. F., GULIN, IU. A., DAHNOV, V. N., LARIONOV, V. V. şi HOLIN, A. I., *Radioactive investigations of oil and gas wells* (trad. din l. rusă), Oxford, Pergamon Press 1965.

BAYLESS, J. W. şi BRIGHAM, E. O., *Application of the Kalman filter to continuous signal restoration*, în Geophysics, **35**, *1*, 2 (1970).

BASIN, IA N. şi KULINKOVICI, A. E., *Aplicarea teoriei informaţiei pentru dezvoltarea unui criteriu de precizie în determinarea parametrilor măsuraţi în gaura de sondă* (în l. rusă), în Prikladnaia geofizika, Moskva, Nedra, **48**, 212 (1966).

BLACKMAN, R. B. şi TUCKEY, J. W., *The measurement of power spectra*, N. Y., Dover Publ., 1958, p. 66.

BOTEZATU, R. şi CALOTĂ, C., *Crosscorelation as an aid in simultaneous gravity and magnetic analysis.* Al II-lea Colocviu national de modele matematice în geoştiinţe, I. P. G. G., Bucureşti, 1971.

BRIGHAM, E. O. SMITH, H. W., BOSTICK, F. X., JR, şi Duesterhoeft, W. C., Jr., *An iterative technique for determining inverse filters.* în I. E. E. E. Transactions on Geoscience Electronics, **GE—6**, 86 (1968).

CLAERBOUT, J. F., *A summary, by illustrations, of least-squares filtres with constraints*, în I. E. E. E. Transactions of Information Theory, **IT—14**, *2*, 269 (1968).

CLARKE, G. K. C., *Time-varying deconvolution filtres*, în Geophysics, **33**, *6*, 936 (1966).

DAHNOV, V. N., *Promîslovaia geofizika*, Moskva, Gostoptehizdat, 1959.

DAHNOV, V. N., *Interpretarea rezultatelor cercetării geofizice a profilelor de sondă*, Bucureşti, Edit. tehnică 1961.

DOLL, H. G., *Introduction to induction logging and application to logging of wells drilled with oil base*, în Journal of Petroleum Technology, **1**, 148 (1949).

DUMITRESCU, S. şi BABSKOW, AL., *Probleme legate de realizarea unei aparaturi de carotaj sonic (acustic) în R. S. R.*, în Petrol şi gaze, **19**, *11*, 669 (1968).

DUMITRESCU, S. şi BABSKOW, AL., *Contribuţii la realizarea unor aparaturi de carotaj sonic (acustic) în R. S. R.*, în Petrol şi gaze, **20**, *6*, 433 (1969).

FORD, W. T. şi JAMES, H. H., *Least-square inverse filtering*, în Geophysics, **31**, *5*, 917 (1966).

FOSTER, M. R., HICKES, W. G. şi NIPPER, J. T., *Optimum inverse filters which shorten the spacing of velocity logs*, în Geophysics, **27**, *3*, 317 (1962).

GEORGE, C. F., JR., SMITH, H. F. şi BOSTICK, F. X., JR., *The application of inverse convolution techniques to improve signal response of recorded geophysical data* în Proceedings of the I. R. E., **50**, *11*, 2313 (1962).

GEORGE, C. F. JR., SMITH H. F. şi BOSTICK F. X., JR., *Application of inverse filters to induction log analysis*, în Geophysics, **29**, *1*, 93 (1964).

KUH, E. S. şi ROHRER, R. A., *The state-variable approach to network analysis*, în Proceedings of the I. E. E. E., **53**, *7*, 672 (1965).

KUNETZ, G., *Essai d'analyse de trace seismiques*, în Geophysical Prospecting, **9**, 317 (1962).

LINDSETH, R. O., *Application of signal theory to well log interpretation*, în Transactions of 7-th Annual Logging Symposium SPWLA, *S1/S21* (1966).

LINDSETH, R, O., *The application of transforms to digital log operations*, în Transactions of 10-th Annual Logging Symposium SPWLA, *T1/T20* (1969).

MEYERHOFF, H. J., *Realization of sharp cut-off frequency characteristics on digital computers.* partea I și II, în Geophysical Prospecting, **16**, *2*, 208 și 220 ; partea III în Geophysical Prospecting, **16**, *4*, 491 (1968).

MEDER, H. G. *Filtrele digitale, exemplificate cu ajutorul unor probleme geofizice și din domeniul zăcămintelor*, în Noutăți în geologie și geofizică, *1224*, 63 (trad. din Erdöl und Kohle, **24**, *4*, 210) (1971).

MOLDOVEANU, N., *Aplicații ale teoriei predicției proceselor stochastice staționare în prospecțiunea seismică*, în Buletin tehnico-științific I. P. G. G., **I**, *3*, 30 (1971).

MOONEY, H. M., *Pole and zero design of digital filters*, în Geophysiscs, **33**, *2*, 354 (1968).

PEACOCK, K. L. și TREITEL, S., *Predictive deconvolution: theory and practice*, în Geophysics, **34**, *2*, 155 (1969).

PCKLES, E., *Lecții de matematici fundamentale privind prelucrarea digitală a datelor seismice* (trad.), în Buletin tehnico-științific I.P.G.G., **I**, *2—3* (1971).

RADER, C. M. și GOLD B., *Digital filter design techniques in the frequncy domain*, în Proceedings of the I. E. E. E., **55**, *2*, 149 (1967).

RICE, R. B., *Inverse convolution filters*, în Geophysics, **27**, *1*, p. 4 (1962).

RICKER, N., *Wavelet contraction, wavelet expansion, and the control of seismic resolution*, în Geophysics, **18**, 769 (1954).

ROBINSON, E. A., *Predictive decomposition of seismic traces*, în Geophysics, **27**, 767 (1954).

ROBINSON, E. A., *Mullichannel Z-transforms and minimum delay*, în Geophysics, **31**, 482 (1966).

ROBINSON, E. A., *Predictive decomposition of time series with application to seismic exploration*, în Geophysics, **32**, *3* 418 (1967).

ROBINSON, E. A. și TREITEL, S., *Principles of digital filtering* în Geophysics, **29**, *3*, 395 (1964).

ROBINSON, E. A. și TREITEL, S., *Principles of digital Wiener filtering* în Geophysical Prospecting, **15**, *3*, 311 (1967).

RUNGE, R. J. și POWELL, N. J., *The effect of sampling rate on sonic log span adjustment*, în *Transactions of* 8-th Annual Logging Symposium, SPWLA, *D1/D19* (1967).

Schlumberger Document . Log interpretation principles, 1969.

SHANKS, J. L., *Recursion filters for digital processing*, în Geophysics, **32**, *1*, 33 (1969).

SPĂTARU, AL., *Teoria transmisiunii informației*, vol. 1, *Semnale și perturbații*, București, Edit. Tehnică, 1966.

SPĂTARU, AL., *Teoria transmisiunii informației*, vol. 2, *Coduri și decizii statistice*, București, Edit. tehnică, 1971.

SWARTZ, C. A. și SOKOLOFF, V. M., *Filtering associated with selected sampling of geophysical data*, în Geophysics, **19**, 402 (1954).

ȘTEFLEA, VL. și IANAȘ, M., *Contribuții la îmbunătățirea raportului semnal/zgomot în interpretarea anomaliilor gravimetrice și magnetice.* Al II-lea Colocviu național de modele matematice în geoștiințe, I. P. G. G., București, 1971.

TITTLE, C. W., *Theory of neutron logging* (I) în, Geophysics, **26**, *1*, 27 (1961).

TITTLE, C. W. și ALLEN, L. S., *Theory of neutron logging* (II), în Geophysics, **31**, *1*, 214 (1966).

WATT, H. W., *The induction log*, Dresser Atlas Technical Bulletin, 1969.

WATT, H. W., *The dual induction focused log*, Dresser Atlas Technical Bulletin, 1968.

WIGGINS, R. A., *Use of expected error in the design of least-squares optimum filters*, în Geophysical Prospecting, **15**, *2*, 288 (1967).

WIENER, N., *Extrapolation, interpolation, and smoothing of stationary time series.* The Mass. Inst. Technology Press, Cambridge, Mass, 1949.

WOOD, L. C. și HOCKENS, S. N., *Least-squares smoothing operators*, în Geophysics, **35**, *6*, 1005 (1970)

STUDIU COMPARATIV ASUPRA METODELOR DE DETERMINARE PRACTICĂ A REZISTIVITĂȚII SPECIFICE A STRATELOR *

DE

EMILIA POTERAȘ

Întreprinderea de carotaj și perforare Ploiești, str. Ștrandului nr. 2

1. INTRODUCERE

Rezistivitatea specifică a unei formațiuni este rezistența ei la trecerea curentului electric. Relația formulată de Archie pentru rezistivitatea reală a unui strat reprezintă dependența dintre rezistivitatea ρ_{ai} a formațiunii cînd aceasta este saturată 100 % cu apă și saturația în apă a formațiunii considerate (S_a) :

$$\rho_r = \frac{F \cdot \rho_{ai}}{S_a^n}.$$

Pentru saturația în apă, s-a luat în considerare următoarea expresie :

$$S_a = \sqrt[2]{\frac{\rho_{ai}}{\rho_r}}$$

Formulele de bază sînt aproximații pentru formațiunile cu porozitate intergranulară. În cazul formațiunilor fisurate sau care prezintă vacuole, formula se utilizează cu o precizie scăzută [12].

O imagine clară atît a dispoziției fluidelor și amestecurilor de fluide în gaura de sondă și dincolo de colmatajul turtei de noroi, cît și a distribuției radiale a rezistivităților se prezintă în figura 1. Din analizarea figurii 1 decurg factorii care influențează înregistrările standard de rezistivitate și pe care literatura îi prezintă pe larg. Diversificarea lungimilor de dispozitive (razelor de investigație) cu care se investighează stratele cu hidro-

* Referat prezentat la al VII-lea Simpozion de prospecțiuni geofizice și fizica scoarței globului, București, iulie 1972.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 11, NR. 1, P. 129–189, BUCUREȘTI, 1973

carburi și apă este un rezultat al analizei condițiilor create de litologie și de adîncime. Pentru fiecare gen de dispozitive s-au creat abace teoretice de interpretare, la baza cărora au stat complicate sisteme electrice și electronice de modelare.

În general, electrodele cu rază mică de investigare s-au realizat pentru înregistrări în strate subțiri, cu ajutorul cărora se poate obține

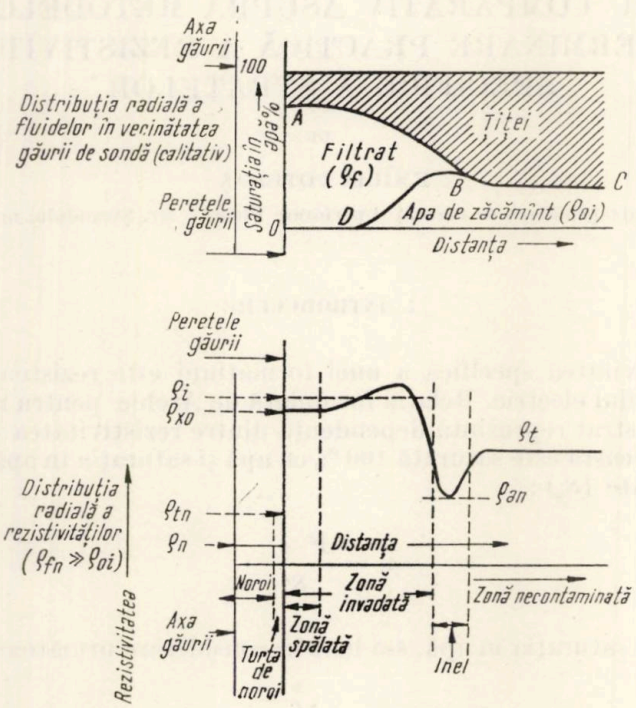


Fig. 1. — Distribuția fluidelor în vecinătatea găurii de sondă și distribuția radială a rezistivităților [10].

o rezistivitate aparentă. Ele nu dau rezultate bune cînd stratele sînt inundate. Dispozitivele cu rază mare de investigare ne ajută să obținem rezistivitatea reală în formațiunea neinvadată sau, mai bine zis, ne dau rezistivitatea reală dincolo de zona invadată. Carotajul electric convențional utilizează dispozitive cu diferite raze de investigație în funcție de zona sau de regiunea geologică deschisă.

Firmele P. G. A. C. dispun pentru determinarea lui ρ_r de următoarele dispozitive : pentru curbe normale lungimile de 16″,38″, 64″, iar pentru dispozitivul lateral 18′, 8″ [12.]

În U.R.S.S. se folosesc diferite lungimi de dispozitive potențiale ($\overline{AM}$) și gradiente ($\overline{AO}$) în funcție de condițiile pe care le ridică interpretarea calitativă zonală [3], [14].

La noi în țară s-au folosit și se folosesc dispozitive caracteristice procedeelor Schlumberger, sovietice și P. G. A. C. care se adaptează condițiilor geologice existente, precum și dispozitive proprii, specifice dezvoltărilor regionale [9].

Aplicarea comparată a metodologiilor de determinare a rezistivității reale s-a făcut pe unitatea mediomarginală a Carpaților Meridionali în

Fig. 2. — Linia depozitelor cercetate din unitatea mediomarginală a Carpaților Meridionali (*A*); linia depozitelor cercetate din depresiunea Panonică (bazinul intramontan Baia Mare) (*B*).

depozite paleogene, miocene și pliocene și în Depresiunea Panonică, în bazinul intramontan Baia Mare (tabelele 1—16, vezi mai jos, p. 159—166). În figura 2 se prezintă schițat linia depozitelor urmărite.

2. METODA CELOR TREI NORMALE

Abacele prezentate de literatura P. G. A. C., *Curbe simplificate de corecție* (fig. 3), pun la dispoziția geofizicii de sondă valoarea rezistivității reale a stratelor, determinată cu ajutorul a două sau a trei dispozitive normale. Aceste abace cuprind 12 seturi de grafice pentru diametrul găurii de sondă de 8″, grosime de strat de 10′ ; 13′, 3″ ; 16′, 6″ ; 20′ ; 26′, 6″ și 33′, 3″ și pentru diametrul de invazie de 8′,16″ și 40″. Se citesc valorile rapoartelor ρ_r/ρ_n în funcție de ρ_a/ρ_n pentru patru valori diferite ale raportului ρ_i/ρ_n, și anume 6,11, 21 și 51, pentru electrodele normale de 16″, 38″ și 64″. Sînt utilizate în special în cazul stratelor subțiri și rezistente. Abacele se pot folosi și pentru diametrii de gaură de sondă de 7″— 9″, cu o eroare la determinarea lui ρ_r de 5 %.

3. METODA H. GUYOD şi J. A. PRANGLIN

Această metodă permite determinarea lui ρ_r şi în acelaşi timp a lui ρ_i şi D_i pentru depozite uniforme (curate), reprezentînd formaţiuni groase separate de strate argiloase.

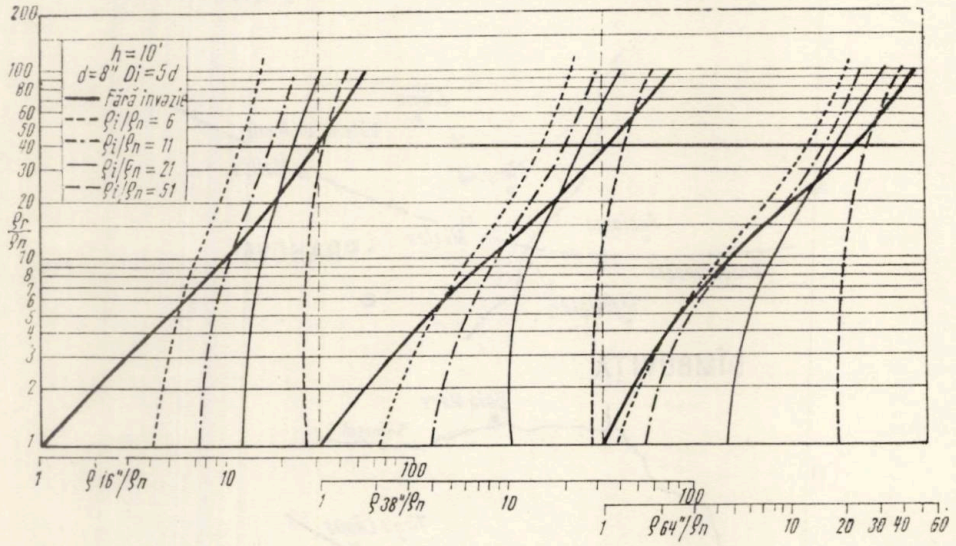


Fig. 3. — Abaca simplificată P. G. A. C. pentru curbele dispozitivelor normale [15].

Sînt prezentate două seturi de abace pentru rapoartele $\rho_n/\rho_{ad} = 0{,}2$ şi $\rho_n/\rho_{ad} = 1$. Rezistivităţile aparente se transformă cu ajutorul seturilor de abace de mai sus pentru diametrul găurii de sondă de 8".

Abacele sînt construite pentru 12 grosimi de strate : 2', 3', 4', 5', 7', 10', 13', 16', 20', 24', 35', 50', şi pentru patru valori ale raportului $D_i/d = 1, 3 ; 2 ; 5 ; 10$.

Cînd diametrul găurii de sondă nu este egal cu 8", se foloseşte abaca de transformare a lui d, care se aplică în special la sondele de $3^{3/8}$". Diametrii care admit transformarea sînt cuprinşi între $2^{1/2}$" şi 4". În afara acestui interval se introduc erori apreciabile.

Seturile abacelor de interpretare sînt utilizabile pentru curbele normale de 16" şi 64" şi pentru curba laterală de 18',8". Exactitatea determinărilor depinde de omogenitatea stratului din punctul de vedere al conţinutului şi de grosimea stratului argilos care-l delimitează.

S-a încercat să se reducă numărul de abace necesare obţinerii rezistivităţii specifice a stratelor prin introducerea unor dispozitive de măsură cu ajutorul cărora să se rezolve reprezentarea rezistivităţii aparente ca o funcţie a rezistivităţii zonei spălate. Acesta este carotajul inductiv. „Nu se poate spune că această sursă de a obţine mai uşor rezistivitatea (din ρ_{z0}) nu este supusă unor surse de greşeli aparaturale" [4].

3.1. *Exemplu de aplicare.* S-a încercat aplicarea metodei la o sondă forată pe unitatea mediomarginală a Carpaților Orientali (fig. 4). Avînd la dispoziție și alte metode de determinare a rezistivității specifice, s-a putut confirma prin comparare posibilitatea aplicării metodei Guyod-Pranglin.

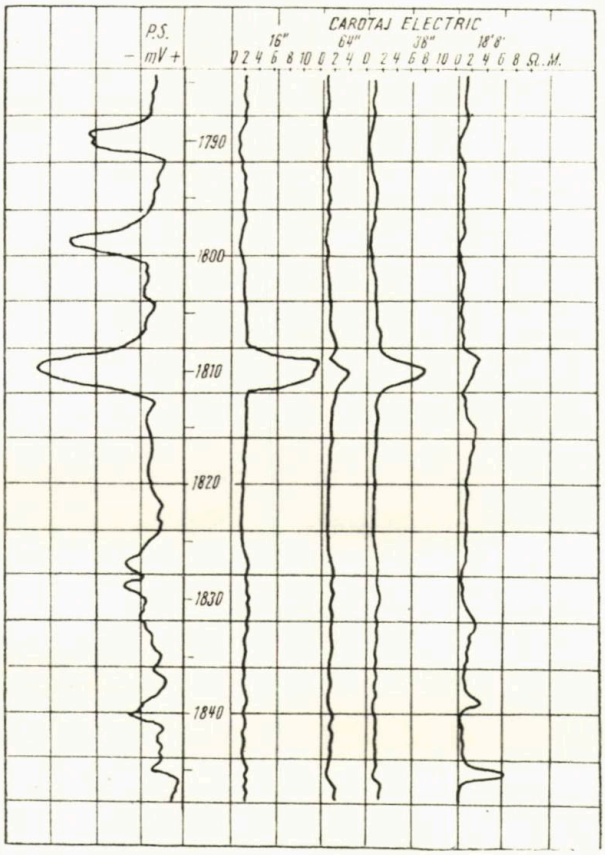


Fig. 4. — Diagrafia de carotaj electric (P. G. A. C.) la sonda X.

3.2. *Date necesare.* Se alege abaca de interpretare în funcție de datele strat-sondă :

h(1808,4—1811,8 m) = 9′,843″;
$\rho_n = 1$ ohmm;
$\rho_{ad} = 2$ ohmm pentru $N-16''$;
$\rho_{ad} = 1{,}7$ „ „ $N-64''$;
$\rho_{ad} = 1{,}5$ „ „ $L-18',8''$;
$\rho_a = 12$ „ „ $N-16''$;
$\rho_a = 4$ „ „ $N-64''$;
$\rho_a = 3$ „ „ $L-18',8''$;
$d = 243$ mm ($\cong 8''$).

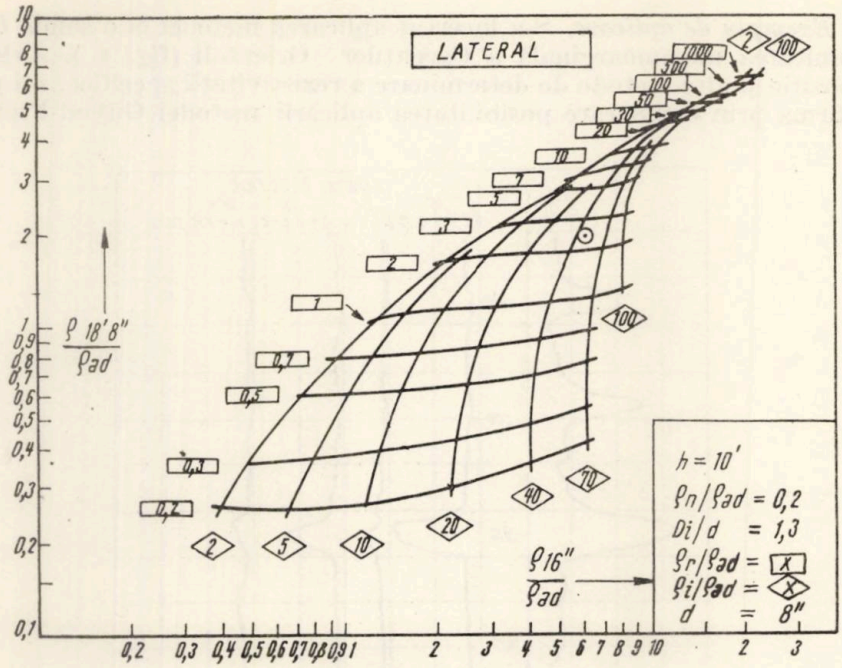


Fig. 5. — Abaca de interpretare (dispozitive normale) pentru strate subțiri invadate [4].

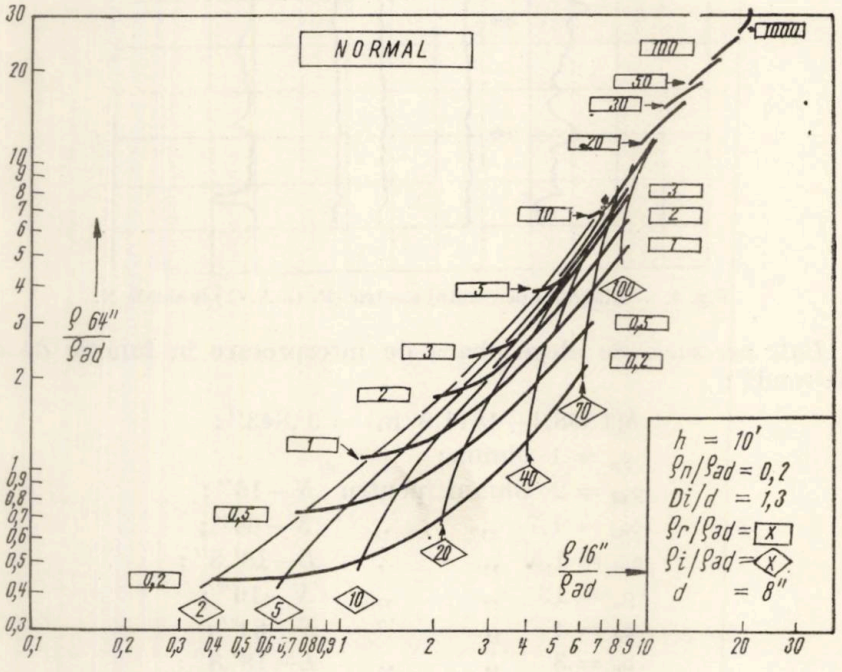


Fig. 6. — Abaca de interpretare (dispozitive laterale) pentru strate invadate [4].

Pentru determinarea rezistivității reale a stratului și a rezistivității zonei de invadare (ρ_i), cînd D_i nu este cunoscut, se citesc abacele din figurile 5 și 6 pentru cele patru valori ale raportului D_i/d.

3.5. *Procedeul de interpretare.* a. Se stabilește valoarea raportului ρ_a/ρ_{ad} pentru fiecare dintre dispozitivele de înregistrare:

$$\frac{\rho_a\,16''}{\rho_{ad}} = \frac{12}{2} = 6; \qquad \left(\frac{\rho_n}{\rho_{ad}} = \frac{1}{2} = 0{,}5\right),$$

$$\frac{\rho_a\,64''}{\rho_{ad}} = \frac{4}{1{,}7} = 2{,}36; \quad \left(\frac{\rho_n}{\rho_{ad}} = \frac{1}{1{,}7} = 0{,}59\right),$$

$$\frac{\rho_a\,18',8''}{\rho_{ad}} = \frac{3}{1{,}5} = 2; \quad \left(\frac{\rho_n}{\rho_{ad}} = \frac{1}{1{,}5} = 0{,}67\right).$$

b. Se stabilesc valorile rapoartelor ρ_r/ρ_{ad} și ρ_i/ρ_{ad} pentru diferite valori ale raportului D_i/d.

În ceea ce privește dispozitivul lateral avem: pentru $\rho_a 16''/\rho_{ad} = 6$ și pentru $\rho_a\,18',\,8''/\rho_{ad} = 2$. Se determină $\rho_r/\rho_{ad} = 2{,}5$ și $\rho_i/\rho_{ad} = 50$ din abaca cu caracteristicile $h=10'$; $\rho_n/\rho_{ad} = 0{,}2$ și $D_i/d=1,\,3$ (fig. 6).

Pentru aceleași caracteristici se determină pentru dispozitivul normal (fig. 5) următoarele valori corespunzător rapoartelor: $\rho_a\,16''/\rho_{ad} = 6$; $\rho_a 64''/\rho_{ad} = 2{,}36$. Rezultă $\rho_r/\rho_{ad} = 0{,}3$; $\rho_i/\rho_{ad} = 69$.

Se repetă raționamentul și pentru celelalte valori ale raportului D_i/d. Datele sînt cuprinse în tabela de mai jos.

D_i/d	Normal		Lateral	
	ρ_r/ρ_{ad}	ρ_i/ρ_{ad}	ρ_r/ρ_{ad}	ρ_i/ρ_{ad}
1,3	0,3	69	2,5	50
2	0,2	20	2,2	19
5	0,2	10	1,95	10
10	0,2	8	1,9	7,5

c. Se interpretează tabela de mai sus, grafic, în vederea obținerii mărimilor ρ_r, ρ_i și D_i, așa cum se vede în figurile 7 și 8.

d. Determinarea mărimilor ρ_r, ρ_i și D_i rezultă din graficul 6:

$\rho_r/\rho_{ad} = 2{,}1$;
$\rho_{ad} = 1{,}7$ ohmm;
$\rho_r = 2{,}1 \times 1{,}7 = 3{,}57$ ohmm;
$D_i/d = 4$;
$d = 0{,}243$ m;
$D_i = 4 \times 0{,}243 = 0{,}972$ m;

$\rho_i/\rho_{ad} = 10$ (din graficul fig. 8); $\quad D_i/d = 5$;
$\rho_i = 10 \times 1{,}7 = 17$ ohmm; $\quad D_i = 5 \times 0{,}243 = 1{,}215$ m;

$$D_i = (0{,}972 + 1{,}215)\,\frac{1}{2} = 1{,}1 \text{ m}.$$

În general, valorile cele mai bune pentru rezistivitatea reală sînt obținute prin interpolarea punctelor stabilite cu ajutorul abacei de interpretare pentru curba laterală.

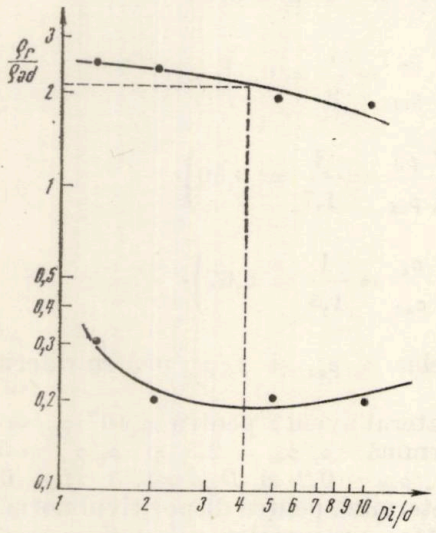


Fig. 7. — Graficul de determinare a rezistivității reale a stratului (ρ_r) și a diametrului zonei de invazie (D_i), pentru valorile rezistivității rocilor adiacente (ρ_{ad}) și al diametrului găurii de sondă (d) cunoscute.

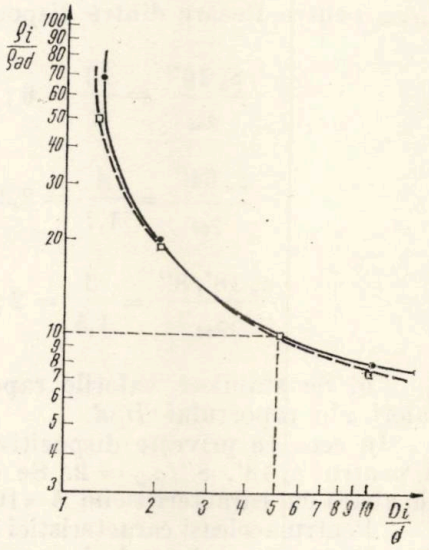


Fig. 8. — Graficul de determinare a rezistivității zonei invadate (ρ_i) și al diametrului de invazie pentru valorile rezistivității rocilor adiacente și al diametrului găurii de sondă cunoscute.

4. METODA CAROTAJULUI ELECTRIC LATERAL (B. K. Z.)

La începutul lucrării s-a prezentat schematic situația gaură de sondă-start în prezența forajului umed (noroi de foraj). Din această reprezentare se poate deduce cum, pe măsura pătrunderii filtratului de noroi în strat, rezistivitatea lui se schimbă ca urmare a fenomenului de difuzie la contactul filtratului de noroi și al apelor de strat. Această alterare a conținutului stratului descrește, apropiindu-se la o anumită rază de investigație de rezistivitatea reală, neschimbată a stratului.

Abacele de interpretare B. K. Z. țin seama de aceste fenomene în mod strălucit, anulînd calculele în vederea determinării rezistivității reale, aceasta obținîndu-se pentru stratele de grosime infinită numai grafic.

Calculul rezistivității aparente pentru strate de grosime infinită cu rezistivitate infinită și considerarea influenței sondei — cazul general — este complex. El a fost rezolvat pentru prima dată de acad. V. A. Fok. Sînt expuse în continuare relațiile de bază care au permis construirea abacelor de interpretare. Este bine de amintit că în cazul metodei B. K. Z. dispozitivele de investigare sînt gradiente de talpă, în afară de o singură curbă, care este gradientă de acoperiș.

Relația de bază a rezistivității aparente pentru cazul stratului practic impermeabil (dublu strat) este

$$\rho_a = 8\,\rho_n\left(\frac{\overline{AO}}{d}\right)^2.$$

În cazul stratului permeabil, relația de bază este dată de expresia

$$\rho_a = \frac{8\,\overline{AO}^2}{\frac{d^2}{\rho_n} + \frac{D_i^2 - d^2}{\rho_i}}$$

Rezultatele calculului au fost reprezentate de acad. L. M. Alpin și S. G. Komarov sub formă de abace, care exprimă dependența

$$\frac{\rho_a}{\rho_n} = f\left(\frac{L}{d}\right)$$

pentru „dublul strat", iar pentru „triplul strat" forma curbelor și amplasarea pe abacă au fost determinate prin trei rapoarte parametrice, și anume

$$\frac{\rho_i}{\rho_n}, \quad \frac{D_i}{d} \quad \text{și} \quad \frac{\rho_r}{\rho_n},$$

fiecare curbă din abacă reprezentînd dependența raportului ρ_a/ρ_n față de raportul L/d pentru parametrii amintiți.

A fost posibil să se obțină curbe de B. K. Z. pentru diferite medii. Astfel de medii se numesc echivalente, iar curbele care le reprezintă „curbe echivalente de B. K. Z. "Relația de echivalență este următoarea :

$$U = \left(\frac{\rho_i}{\rho_n} - \frac{\rho_r}{\rho_n}\right) \ln \frac{D_i}{d};$$

Legătura grafică dintre parametrii mediului cu trei strate și echivalentul lui cu două strate este făcută cu ajutorul abacei EK-2, calculată pentru strate cu rezistivitate infinită. Abaca este alcătuită din două familii de curbe, una caracteristică parametrului ρ_i/ρ_n, iar alta pentru raportul D_i/d. Practic se aplică în cazul cînd $\rho_r/\rho_n \leqslant \rho_i/\rho_n$.

Pentru interpretare se citește valoarea rezistivității aparente în funcție de condițiile apărute în diagrafie și cele impuse de interpretarea calitativ superioară.

Se deosebesc trei cazuri : practic, pentru stratele foarte groase curbele se construiesc după valorile medii ale rezistivității aparente ; în cazul stratelor de grosime medie (6—20 m) se folosesc valorile medii, maxime și cele optime (situații de precizări), iar pentru stratele de grosime mai mică de 6 m se consideră rezistivitatea maximă [1], [6].

Determinările de rezistivitate reală sînt influențate (valabil spus pentru întreaga diagrafie necesară obținerii acestui parametru) de exactitatea cu care se citesc valorile rezistivității aparente, de corectitudinea citirii rezistivității noroiului de foraj, în special în dreptul stratelor înclinate, precum și de erorile provenite datorită neomogenității stratului investigat. La acestea se adaugă erorile survenite din precizia cu care se înregistrează curbele carotajului de rezistivitate. Din practica aplicării metodei B. K. Z. s-a putut estima eroarea de 5 % la măsurarea rezistivității aparente din diagrafia electrică.

Exemple de aplicare. Metoda s-a aplicat în țara noastră, iar pentru exemplificările prezent necesare s-a interpretat diagrafia pe aceeași structură (aceeași sondă) ca la aproape toate celelalte metode care se expun în acest text (fig. 9 și 10).

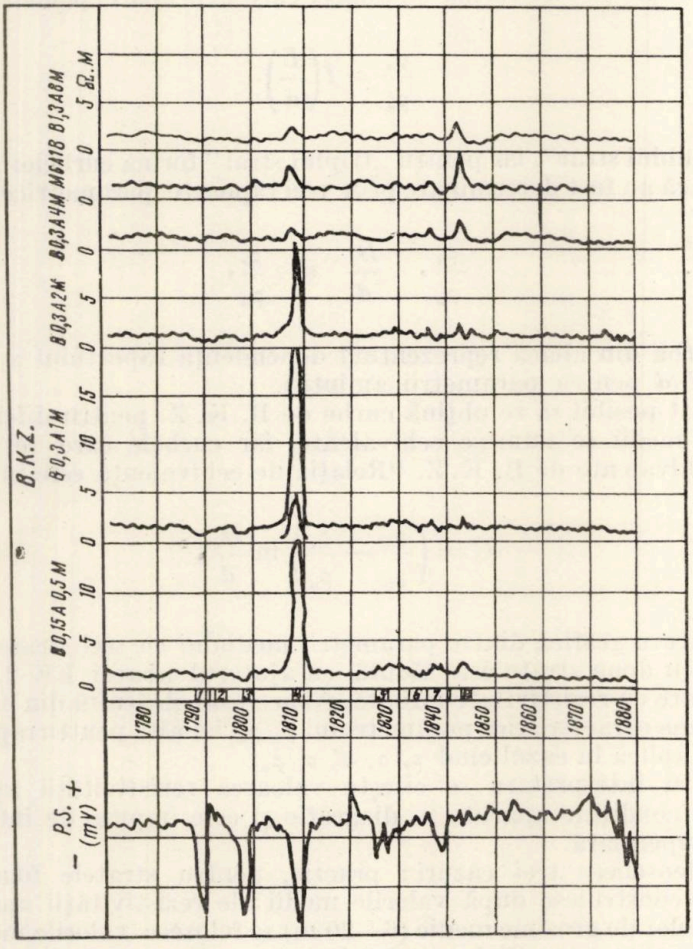


Fig. 9. — Diagrafia de carotaj electric lateral (B. K. Z.) la sonda X.

Exemplul 1, sonda X. a) *Date necesare* :

$h = 3{,}4$ m(1808,4—1811,8m).

$L = 0{,}55$ m ; $\rho_a = 15{,}5$ ohmm ;
$L = 1{,}1$,, $\rho_a = 25$,,
$L = 2{,}1$,, $\rho_a = 11$,,
$L = 4{,}1$,, $\rho_a = 2$,,
$L = 6{,}2$,, $\rho_a = 3{,}5$,,
$L = 8{,}75$,, $\rho_a = 2$,,

$\rho_n = 1$ ohmm ;
$d = 243$ mm.

b) *Procedeul de interpretare.* Din setul de abace echivalente s-a ales abaca corespunzătoare cerințelor stratului, U_1. Amplasate cu ajutorul unei scări dublu logaritmice, punctele corespunzătoare rezistivităților aparente vor determina curba de rezistivitate, care, comparată cu cea teoretică din familia de curbe U_1, stabilesc asimptotic valoarea rezistivității reale a stratului (fig. 11).

Din curba de rezistivitate a stratului 1 se citește : $U_1 = 18$; $\rho_r = 2{,}5$ ohmm. Se determină $\rho_i/\rho_{fn} = 6{,}05$ ohmm ; $\rho_i = 14{,}5$ ohmm. Din abaca E. K.—U s-a obținut $D_i = 3{,}9$ m. Stratul conține hidrocarburi și apă.

Exemplul 2, sonda X. a) *Date necesare* :

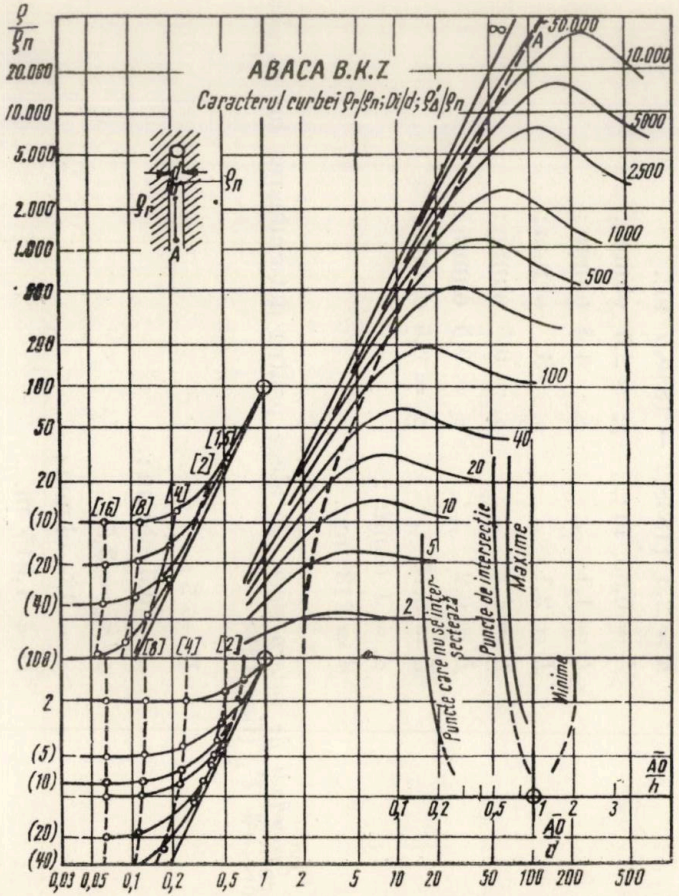
$h = 2{,}3$ (1838,2 — 1840,5 m).

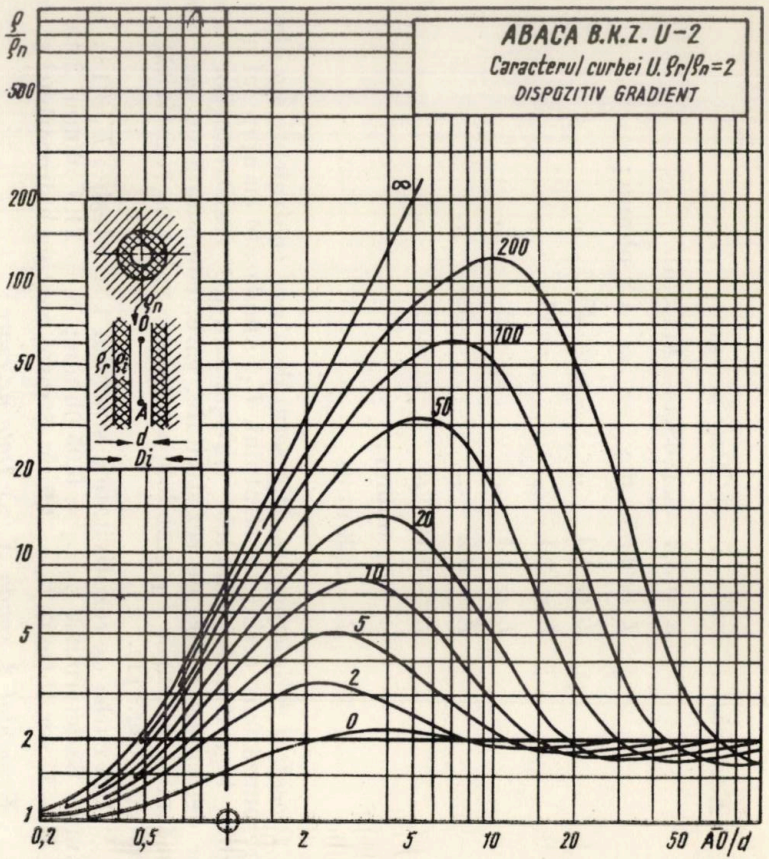
$L = 0{,}55$ m ; $\rho_a = 2{,}5$ ohmm ;
$L = 1{,}1$,, $\rho_a = 1{,}5$ ohmm ;
$L = 2{,}1$,, $\rho_a = 1$ ohmm ;
$L = 4{,}1$,, $\rho_a = 0{,}5$ ohmm ;
$L = 6{,}2$,, $\rho_a = 0{,}5$ ohmm ;
$L = 8{,}75$,, $\rho_a = 0{,}5$ ohmm ;

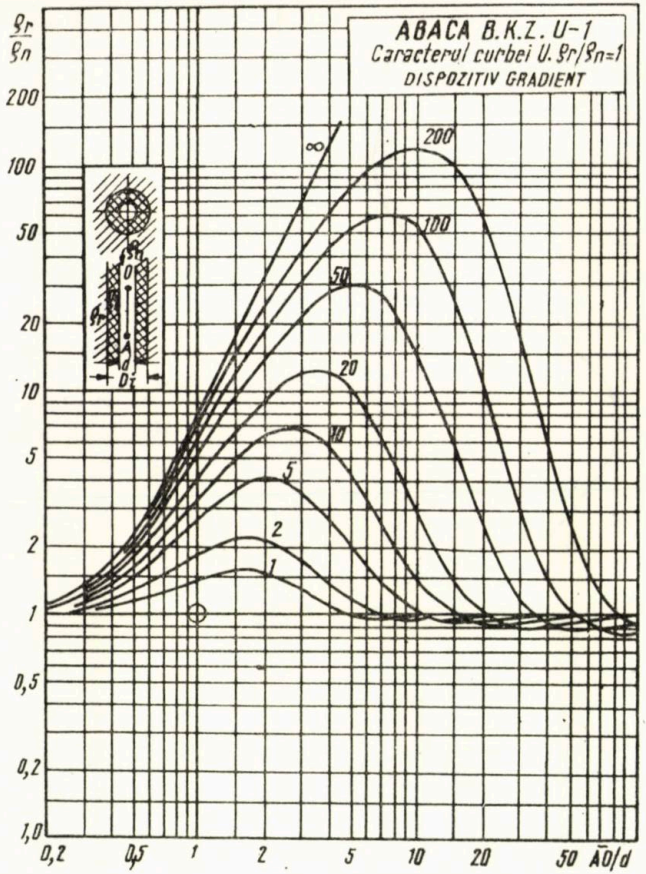
$\rho_n = 1$ ohmm ;
$d = 243$ mm.

b) *Procedeul de interpretare.* Se alege pentru determinarea lui ρ_r abaca teoretică U_1 (fig. 12) :

$U_1 = 5$;
$\rho_r = 0{,}5$ ohmm ;
$\rho_i/\rho_{fn} = 3{,}5$;
$\rho_i = 3{,}5$ ohmm ;
$D_i = 1{,}045$ m.


ABACA B.K.Z
Caracterul curbei ρr/ρn; Di/d; ρA'/ρn
ρ/ρn
ρn
ρr
A
∞
50.000
10.000
5000
2500
1000
500
100
40
20
10
5
2
[16]
[8]
[4]
[2]
[1,5]
Puncte care nu se intersectează
Puncte de intersecție
Maxime
Minime
AD/h
AD/d
0,03 0,05 0,1 0,2 0,5 1 2 5 10 20 50 100 200 500
0,1 0,2 0,5 1 2 3


ABACA B.K.Z. U-2
Caracterul curbei U. ρr/ρn=2
DISPOZITIV GRADIENT
ρ/ρn
ρn
ρr
ρA
A
D
d
Di
∞
200
100
50
20
10
5
2
0
0,2 0,5 2 5 10 20 50 AD/d



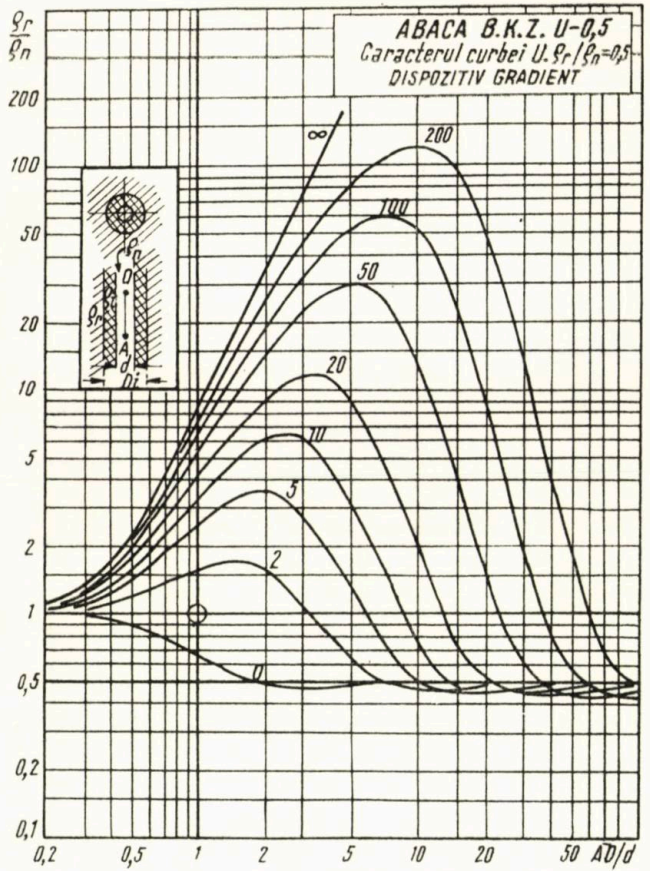


Fig. 10. — Abace teoretice B. K. Z. : *a* — abaca de dublu strat echivalentă ; *b* — Abace de triplu strat echivalente (setul de abace B. K. Z. — Alpin).

La interpretarea B. K. Z. este necesar să se țină seama de gradul de omogenitate al stratului. Cu cît stratul va fi mai neomogen, cu atît mai mare va fi eroarea la determinarea rezistivității reale, curbele teoretice fiind construite pentru strate practic izotrope (fig. 13).

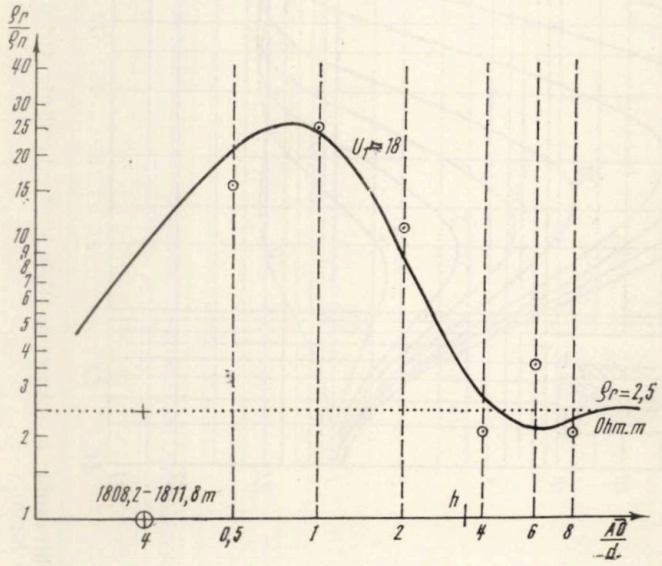


Fig. 11. — Curba practică de rezistivitate pentru stratul 1808,4 m — 1811,2m sonda X (exemplul 1).

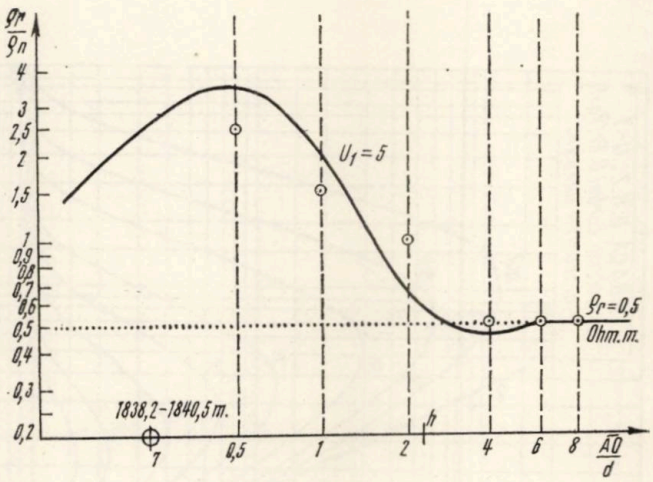


Fig. 12. — Curba practică de rezistivitate pentru stratul 1838, 2m — 1840,5 m, sondă X (exemplul 2).

5. METODA M. K. Z.

Metoda M. K. Z., sau „curbele maximale de sondaj", se aplică în cazul stratelor de grosime finită (strate subțiri) cu rezistivitate apreciabilă. Se știe că în aceste cazuri rezistivitatea reală este influențată de prezența rocilor adiacente.

Curbele teoretice și cele de sondaj au fost obținute cu ajutorul instalațiilor de rețele de modelare de către L. M. Alpin și A. E. Kulinkovici pentru dispozitivul gradient. Fiecare abacă conține familia curbelor maximale de sondaj, care corespund diferitelor valori ρ_r/ρ_n la valori neschimbate pentru abaca dată ale rapoartelor h/d și ρ_{aa}/ρ_n[6].

Curbele teoretice au fost obținute pentru următoarele ipoteze : noroiul nu pătrunde în strat, stratul și mediul înconjurător sînt omogene și izotrope, stratele din culcuș și din acoperiș au rezistivitate egală, coloana de noroi reprezintă un cilindru infinit lung, limitele stratelor și axa sondei se intersectează sub un unghi drept și dispozitivul este fixat pe axa sondei[6].

Practic, abacele M. K. Z. se aplică numai în următoarele cazuri : grosimea stratului să fie cuprinsă între 1 pînă la 32 d; rezistivitatea rocilor adiacente să fie între 0,2 și 20 ρ_n; rezistivitatea reală a stratului să fie mai mică sau egală cu 100 ρ_n; rocile din culcușul și acoperișul stratului de interpretat să aibă o rezistivitate foarte apropiată. Trebuie să se țină seama la alegerea stratului pentru interpretat prin metoda M. K. Z. de fenomenul de ecranare, care apare atunci cînd în apropierea stratului considerat rocile adiacente au rezistivitate mare. În acest sens, folosire abacelor M. K. Z. în cazul determinărilor de rezistivitate maximală este posibilă atunci cînd stratele adiacente nu au o rezistivitate mai mare decît a stratului de interpretat. În caz contrar, acesta trebuie să fie la o distanță față de stratul de cercetat mai mică

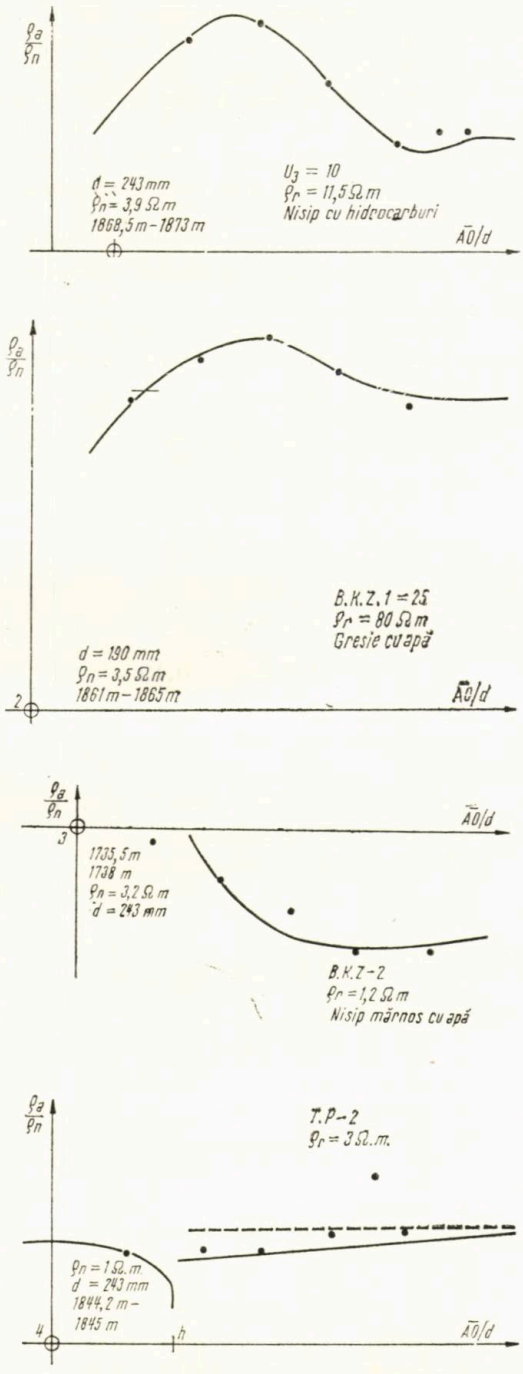


Fig. 13 — Interpretarea diferitelor tipuri de strate cu ajutorul metodei B. K. Z.

decît dublul lungimii dispozitivului în direcţia electrodului îndepărtat. Stratul adiacent de rezistivitate mică trebuie să aibă o grosime de cel puţin 2—3 m.

Curbele teoretice au fost calculate pentru cazurile traversării stratelor de către sondă sub unghi drept. În practică se pot folosi la un unghi de intersecţie sondă—strat de 60°. Abacele M. K. Z. se aplică în toate cazurile cînd distanţa dintre electrozii apropiaţi ai dispozitivului este mai mică decît grosimea stratului.

Exemple de aplicare. Pentru interpretare se alege abaca cu parametrii h/d şi ρ_{ad}/ρ_n, cei mai apropiaţi de parametrii analogi ai stratului considerat [6].

Exemplul 1, sonda Y, stratul 1, cazul în care ρ_a max coincide cu una dintre curbele maximale. Date necesare:

$h = 2$ m; $\rho_{a_{1,1}} = 14$ ohmm;
$d = 0{,}19$ m; $\rho_{a_{2,4}} = 6$,,
$\rho_{ad} = 3$ ohmm; $\rho_{a_4} = 6{,}6$,,
$\rho_n = 0{,}62$,, $\rho_{a_{4,3}} = 6{,}5$,,
$\rho_{a_{0,55}} = 14{,}5$,, $\rho_{a_6} = 10$,,

Alegerea abacei se face în funcţie de datele sondă—strat:

$$\frac{h}{d} = \frac{2}{0{,}19} = 10{,}5 \simeq 12;$$

$$\nu = \frac{\rho_{ad}}{\rho_n} = \frac{3}{0{,}62} = 4{,}85 \simeq 5.$$

Se consideră abaca nr. 83 (din „Completul de abace B. K. Z.", pentru M. K. Z.) (fig. 14 şi 15).

Se citeşte $\mu = 17$, de unde:

$$\rho_r = \mu\, \rho_n = 17 \times 0{,}62 = 10{,}5 \text{ ohmm}$$

sau

$$\rho_r^{ar} = \frac{\mu}{\nu} \cdot \rho_{ad} = \frac{17}{5} \times 3 = \frac{51}{5} = 10 \text{ ohmm}.$$

Rezultă că stratul este fără zonă de invadare.

S-a verificat interpretarea cu ajutorul abacei T. P—2, din care s-a citit:

$$\rho_r = 10 \text{ ohmm}.$$

Exemplul 2, sonda Y, stratul 2, cazul prezenţei zonei de invazie a noroiului de foraj. Date necesare:

$h = 1{,}2 \ldots 1{,}5$ m; $\rho_{a_{1,1}} = 9$ ohmm;
$d = 0{,}19$ m; $\rho_{a_{2,4}} = 3{,}7$,,
$\rho_{ad} = 3$ ohmm; $\rho_{a_4} = 3{,}6$,,
$\rho_n = 0{,}62$,, $\rho_{a_{4,3}} = 3{,}4$,,
$\rho_{a_{0,55}} = 12$,, $\rho_{a_6} = 5$,,

$$\frac{h}{d} = \frac{1{,}2 \ldots 1{,}5}{0{,}19} \simeq 6 \ldots 8;$$

$$\nu = \frac{\rho_{ad}}{\rho_n} = \frac{3}{0{,}62} = 4{,}85 \simeq 5.$$

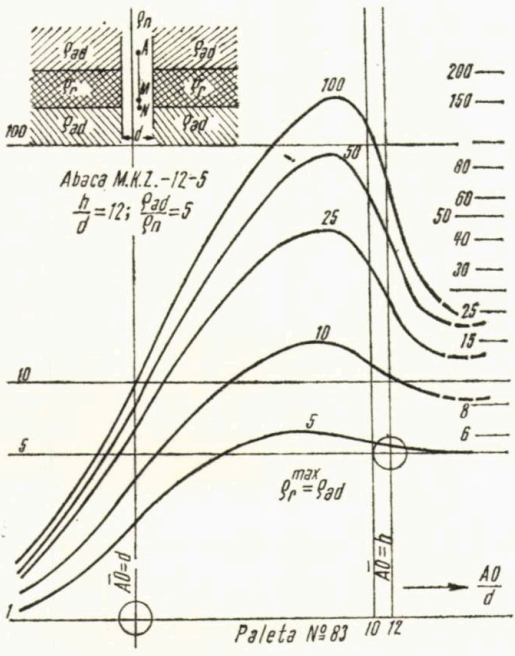


Fig. 14. — Abaca teoretică M. K. Z. 12/5 (setul de abace B. K. Z. — Alpin).

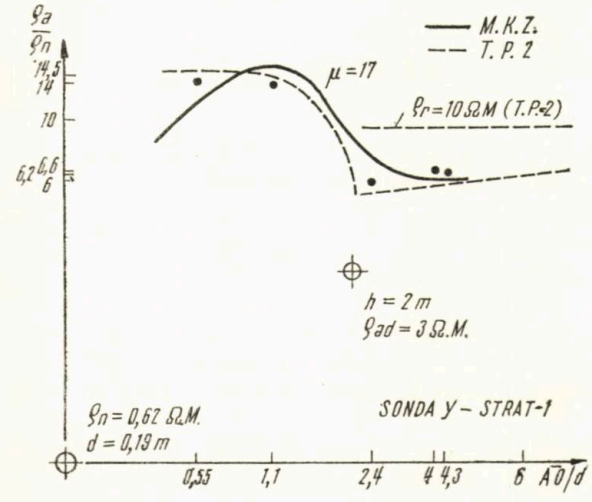


Fig. 15 — Graficul de interpretare pentru stratul nr. 1, sonda Y.

Se citește una dintre abacele 81(6/5) și 82(8/5) din „Completul de abace B. K. Z." (fig. 16):

$$\mu = 15$$

$$\rho_r^{st} = \mu\ \rho_n = 15 \times 0{,}62 = 9{,}3 \text{ ohmm.}$$

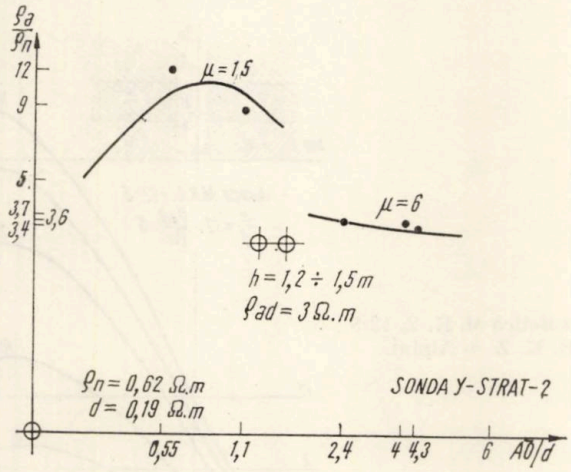


Fig. 16 — Graficul de interpretare pentru stratul nr. 2, sonda Y.

Din ramura dreaptă se determină:

$$\rho_r^{ar} = \frac{\mu}{\nu} \times \rho_{ad} = \frac{6}{5} \times 3 = 3{,}6 \text{ ohmm.}$$

Stratul are zonă de invazie:

$$\rho_r = \frac{9{,}3 + 3{,}6}{2} = 6{,}4 \text{ ohmm.}$$

La verificarea interpretării cu ajutorul abacei T.P—2 s-a obținut valoarea 6,1 ohmm pentru rezistivitatea reală a stratului.

6. METODA D. R. R.

Principiul metodei constă în determinarea rezistivității reale a zonei invadate și a diametrului zonei de invadare, avînd la dispoziție trei curbe gradiente și una potențială. Ea se aplică în cazul sondelor forate cu noroi dulce.

Dispozitivele gradiente folosite au lungimile de 2,15 , 4,25 și 8,4 m, iar dispozitivul potențial este de 0,3 m (fig. 17 și 18).

Fig. 17. — Diagrafia de carotaj D. R. R.

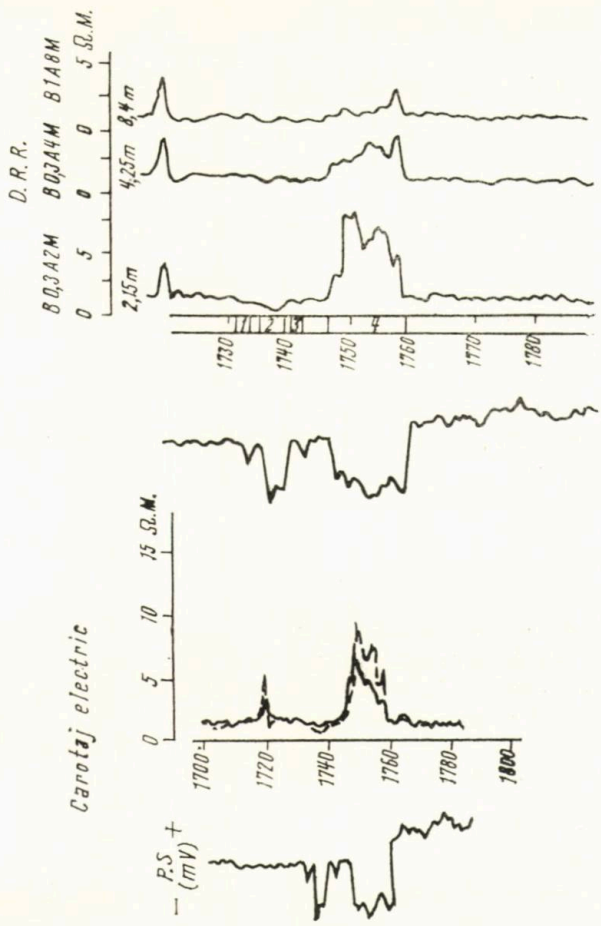
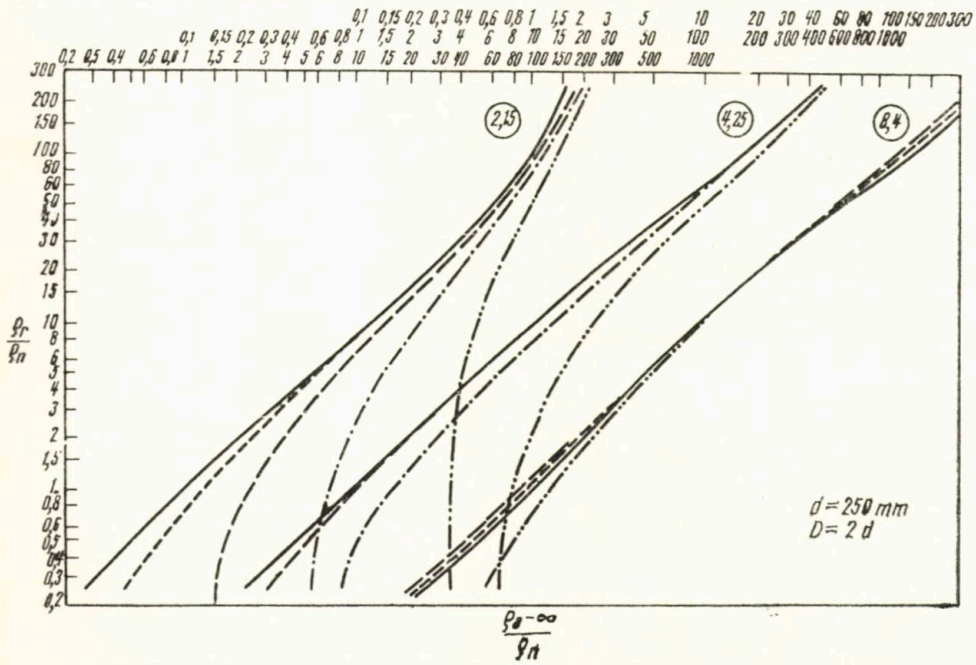


Fig. 18. — Abaca teoretică D.R.R. pentru $d = 250$ mm și $D_i = 2d$ [8].



Aplicarea metodei este posibilă în următoarele situații :

a) grosimea stratului să nu fie mai mică de 1 m, iar diametrul zonei invadate să nu depășească $16d$;

b) existența unei zone suficient de groase de marnă deasupra și sub stratul analizat ;

c) în stratele cu intercalații marnoase, metoda nu mai dă rezultate precise ;

d) influența unor strate rezistive situate la o distanță mai mică decît $3\overline{AO}$ afectează mărimea valorilor rezistivității aparente și implicit a rezultatelor finale.

Existînd patru curbe de înregistrare, pentru orice grosime a stratului în limita de aplicabilitate a metodei, dacă una dintre ele va fi afectată de grosime, vor rămîne trei curbe, prin urmare trei sisteme de ecuații, de forma

$$\frac{\rho_a}{\rho_n} = f\left(\frac{\rho_i}{\rho_n}, \frac{\rho_r}{\rho_n}, \frac{D_i}{d}\right),$$

suficiente pentru determinarea celor trei necunoscute ρ_r, ρ_i și D_i [8].

Ne punem întrebarea dacă, așa cum deseori s-a dovedit practic, vor fi două curbe afectate de grosimea stratului ; care va fi sistemul de ecuații care ne va permite determinarea celor trei necunoscute ? În acest caz nu este posibilă interpretarea diagrafiei în vederea determinării lui ρ_r decît printr-o estimare a lui D_i. O singură curbă rămasă în discuție nu va face decît să introducă erori apreciabile, dînd practic numai valori estimate pentru toți parametrii ceruți, condițiile necesare interpretării nemaifiind realizate.

Exemple de aplicare. Exemplul 1, sonda X, cazul unui strat productiv. Date necesare :

$h = 3{,}4$ m (1808,4— 1811,8m) ;
$d = 243$ mm ;
$\rho_{ad} = 1$ ohmm ;
$\rho_n = 1{,}54$ ohmm (determinată cu ajutorul rezistivimetrului de sondă) ;
$\rho_{a_{0.3}} = 18{,}5$ ohmm ;
$\rho_{a_{2.15}} = 11$ „
$\rho_{a_{4.25}} = 2$ „
$\rho_{a_{8.1}} = 2$ „

Determinarea rezistivității zonei invadate (ρ_i) se face cu ajutorul unei nomograme special construite. Sînt necesare :

$\rho_{a_{0.3}} = 18{,}5$ ohmm ;
$\rho_n = 1{,}54$ ohmm ;
$d = 243$ mm (se citește pentru d = 250 mm).

Se calculează

$$\frac{\rho_{0.3}}{\rho_n} = \frac{18{,}5}{1{,}54} = 12.$$

Se citește din nomogramă :

$$\frac{\rho_i}{\rho_n} = 13{,}5,$$

de unde

$$\rho_i = 13{,}5 \times 1{,}54 = 20{,}8 \text{ ohmm.}$$

Se corectează efectul grosimii stratului și influența rocilor adiacente prin calcularea rapoartelor :

$$\frac{\rho_{a_{2,15}}}{\rho_{ad}} = \frac{11}{1} = 11;$$

$$\frac{\rho_{a_{4,25}}}{\rho_{ad}} = \frac{2}{1} = 2;$$

$$\frac{\rho_{a_{8,4}}}{\rho_{ad}} = \frac{2}{1} = 2.$$

Cu ajutorul a trei abace construite în acest scop se găsesc pentru stratul de grosime $h = 3{,}4$ m următoarele valori :

$$\frac{\rho_{a_{2,15}} - \infty}{\rho_{ad}} = 8{,}3;$$

$$\frac{\rho_{a_{4,25}} - \infty}{\rho_{ad}} = 2{,}22;$$

$$\frac{\rho_{a_{8,4}} - \infty}{\rho_{ad}} = 2{,}1.$$

Pentru determinarea rezistivității reale (ρ_r) și a diametrului zonei pe invazie (D_i) sînt necesare valorile rapoartelor $\rho_L - \infty/\rho_n$ și ρ_i/ρ_n :

$$\frac{\rho_{a_{2,15}} - \infty}{\rho_n} = \frac{8{,}3}{1{,}54} = 5{,}34;$$

$$\frac{\rho_{a_{4,25}} - \infty}{\rho_n} = \frac{2{,}22}{1{,}54} = 1{,}44;$$

$$\frac{\rho_{a_{8,4}} - \infty}{\rho_n} = 1{,}36,$$

și se stabilesc valorile din tabela de mai jos, avînd la dispoziție abacele ρ_a/ρ_n (ρ_r/ρ_n notat pe abacă) $= f(\rho_i/\rho_n,\ \rho_L - \infty/\rho_n,\ D_i/d)$.

Valorile rapoartelor rezistivităților aparente la rezistivitatea noroiului de foraj pentru raportul $\rho_i/\rho_n = 13{,}5$; $d = 243$ mm (se citesc valorile pentru $d = 250$ mm pentru care sînt construite abacele)

D_i/d	$\frac{\rho a_{2,15} - \infty}{\rho_n} = 5{,}34$	$\frac{\rho a_{4,25} - \infty}{\rho_n} = 1{,}44$	$\frac{\rho a_{8,4} - \infty}{\rho_n} = 1{,}36$
2	4,1	1,5	1,5
4	2,6	1,3	1,4
8	—	0,5	1,45
16	—	—	1,4

Se introduc valorile din tabelă într-un grafic dublulogaritmic, avînd în ordonată ρ_r/ρ_n și în abscisă D_i/d (fig. 19). Din construcție se determină

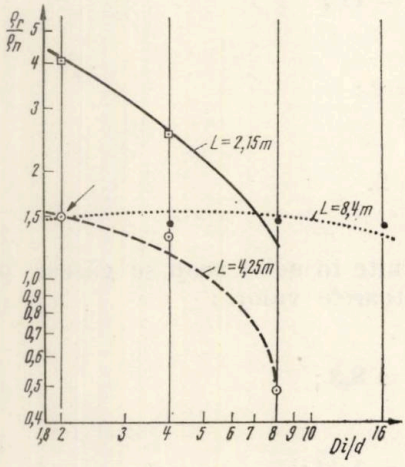


Fig. 19. — Graficul de interpretare pentru stratul 1808,4 — 1811,8 m, sonda X.

raportul $\rho_r/\rho_n = 1{,}5$, de unde $\rho_r = 2{,}31$ ohmm. Din abaca de dependență $\rho_i/\rho_n = f(D_i/d)$ s-a determinat raportul $D_i/d = 4$. Rezultă $D_i = 4 \times 0{,}243 = 0{,}972$ m.

Ținînd seama de indicația din [8], care spune că rezistivitatea zonei invadate poate fi folosită la determinarea factorului de formație și implicit a porozității, aplicînd prima ecuație a lui Archie pentru zona invadată:

$$F = \frac{\rho_i}{\rho_{fn}} = \frac{\rho_i}{0{,}8\,\rho_n} = 1{,}25\,\frac{\rho_i}{\rho_n},$$

„este absolut necesară pentru determinarea corectă a factorului de formație cunoașterea rezistivității noroiului" [8].

În textul prezentat de autor se dă un exemplu de determinare a „factorului de formație":

$$F = \frac{\rho_i}{\rho_{fn}} = \frac{2}{5} = 0{,}4,$$

la care se adaugă :„... este o valoare incompatibilă pentru factorul de formație, cauzată de valoarea incorectă a rezistivității noroiului". Dar

autorul uită că aici este vorba de determinarea mărimilor din diagrafia electrică care nu conduc decît la un factor aparent de rezistivitate. Prin urmare, nici nu se poate vorbi de determinarea unei porozități efective.

Dacă ținem seama și de următoarea observație pe care o face, și anume: „Adăugînd factorului de formație, valoarea rezistivității reale determinată prin procedeele descrise în această lucrare; precum și rezistivitatea apei de zăcămînt se poate aplica cea de a doua ecuație a lui Archie (pe care nu o precizează matematic. — *E. P.*) în vederea determinării saturației în fluide", se poate spune că într-adevăr hidraulica subterană prezintă relațiile necesare determinării saturației în fluide, însă ea ține seama ca parametrii necesari rezolvării problemelor să fie determinați corect. În cazul de față, în afara celor comentate mai sus, formulele de bază pentru determinarea rezistivității reale și a saturației în apă fiind aproximații, se va considera mărimea saturației în fluide mai corectă aceea obținută pe baza parametrilor necesari determinați din înregistrările cu dispozitive focalizate, radioactive și acustice, comparate cu determinările de tester.

Totuși să notăm raportul ρ_i/ρ_n ca factor de formație aparent (F_a). Din interpretare, F_a reiese egal cu 16,9%. Utilizînd abaca Schlumberger $F = f(\Phi)$ pentru diferite valori ale factorului de cimentare (m), s-a dedus pentru m = 2,15, $\Phi_a = 22\%$.

Exemplul 2, sonda X, cazul unui strat inundat. Date necesare:

$h = 2{,}3$ m (1838,2 — 1840,5 m);

$d = 243$ mm;

$\rho_n = 1{,}5$ ohmm;

$\rho_{ad} = 1$ „

$\rho_{a_{0.3}} = 5{,}2$ ohmm;

$\rho_{a_{2.15}} = 1$ „

$\rho_{a_{4.25}} = 0{,}5$ „

$\rho_{a_{8.4}} = 0{,}5$ „

$$\frac{\rho_{a_{0.5}}}{\rho_n} = \frac{5{,}2}{1{,}5} = 3{,}46;$$

$$\frac{\rho_i}{\rho_n} = 3{,}5;$$

$$\frac{\rho_{a_{2.15}}}{\rho_{ad}} = \frac{1}{1} = 1; \qquad \frac{\rho_{a_{2.15}} - \infty}{\rho_{ad}} = 0;$$

$$\frac{\rho_{a_{4.25}}}{\rho_{ad}} = \frac{0{,}5}{1} = 0{,}5; \qquad \frac{\rho_{a_{4.25}} - \infty}{\rho_{ad}} = 0;$$

$$\frac{\rho_{a_{8.4}}}{\rho_{ad}} = \frac{0{,}5}{1} = 0{,}5; \qquad \frac{\rho_{a_{8.4}} - \infty}{\rho_{ad}} = 0.$$

În locul raportului $\rho_{a_L} - \infty / \rho_{ad}$ (deoarece nu se face corecția, $\rho_{a_L} / \rho_{ad} \leqslant 1$) se va considera ρ_a / ρ_{ad}, care se introduce în calcul pentru rapoartele ulterioare:

$$\frac{\rho_{a_{2,15}}}{\rho_{ad}} = 1; \quad \rho_{a_{2,15}} = 1 \times \rho_{ad} = 1 \times 1 = 1 \text{ ohmm};$$

$$\frac{\rho_{a_{4,25}}}{\rho_{ad}} = 0{,}5; \quad \rho_{a_{4,25}} = 0{,}5 \times 1 = 0{,}5 \text{ ohmm};$$

$$\frac{\rho_{a_{8,4}}}{\rho_{ad}} = 0{,}5; \quad \rho_{a_{8,4}} = 0{,}5 \times 1 = 0{,}5 \text{ ohmm};$$

$$\frac{\rho_{a_L} - \infty}{\rho_n} = \frac{\rho_{a_{2,15}}}{\rho_n} = \frac{1}{1{,}5} = 0{,}667;$$

$$= \frac{\rho_{a_{4,25}}}{\rho_n} = \frac{0{,}5}{1{,}5} = 0{,}34;$$

$$= \frac{\rho_{a_{8,4}}}{\rho_n} = \frac{0{,}5}{1{,}5} = 0{,}34.$$

Pentru determinările de rezistivitate se consideră raportul $\rho_i / \rho_n = 5$.

Valorile rapoartelor rezistivității aparente la rezistivitatea noroiului de foraj pentru raportul $\rho_i/\rho_n \cong 5$; $d \cong 250$ mm

D_i/d	$\frac{\rho_{a_{2,15}}}{\rho_n} = 0{,}667$	$\frac{\rho_{a_{4,25}}}{\rho_n} = 0{,}34$	$\frac{\rho_{a_{8,4}}}{\rho_n} = 0{,}34$
2	0,69	0,37	0,34
4	0,53	0,38	0,35
8	—	—	0,38
16	—	—	0,34

Din grafic se citește (fig. 20):

$$\frac{\rho_r}{\rho_n} = 0{,}37;$$

$$\rho_r = 0{,}37 \times 1{,}5 = 0{,}57 \text{ ohmm}.$$

S-a determinat :

$$\frac{\rho_i}{\rho_n} = 3{,}5\,;$$

$$\rho_i = 3{,}5 \times 1{,}5 = 5{,}25 \text{ ohmm}$$

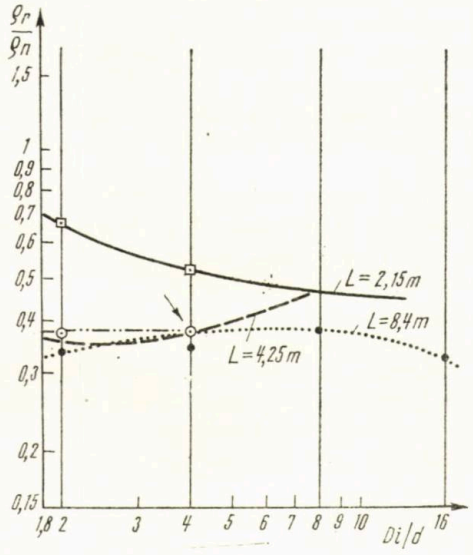


Fig. 20. — Graficul de interpretare pentru stratul 1838,2 m —1840,5 m, sonda X.

Din grafic rezultă

$$\frac{D_i}{d} = 4\,;\; D_i = 4 \times 0{,}243 = 0{,}972 \text{ m}\,;$$

$$F_a = \frac{\rho_i}{\rho_{fn}} = \frac{3{,}5}{0{,}8 \times 1{,}5} = 2{,}7\ \%\,;$$

$\Phi_a = 50\ \%$ (pentru m = 2,15).

După cum se vede din interpretare, s-a recurs la estimarea diametrului zonei de invazie D_i pentru determinarea lui ρ_r sau la considerarea mediei curbei determinate cu valorile reieșite din înregistrarea curbei de 8,25 m, lungime de dispozitiv.

Pentru stratele de rezistivitate mică complet inundate, se fac o serie de aproximări pentru a le încadra în limitele de aplicabilitate ale abacelor, iar corecțiile respective nu se mai pot aplica. Mai bine spus, calculul rezistivității reale pentru aceste cazuri nu-și mai are sens cînd media valorilor rezistivităților ultimelor două curbe dau suficient de bine valoarea

lui ρ_r. Dealtfel, metoda, fiind construită pentru valorile maximale de rezistivitate aparentă, este o combinaţie între metoda B.K.Z. (abacele Alpin), metoda Schlumberger şi Guyod—Pranglin, discutate în această prezentare.

7. METODA CAROTAJULUI INDUCTIV

O serie de situaţii create de ansamblul sondă—strat care nu au putut fi rezolvate cu metodele carotajului electric obişnuit au determinat crearea unor dispozitive noi care folosesc curenţi focalizaţi. Printre acestea se numără şi carotajul inductiv. Situaţiile care cer aplicarea acestui gen de carotaj sînt:

a) separarea în profilul sondei a rocilor cu conductibilitate mare;

b) cercetarea sondelor uscate şi a celor forate cu petrol sau produse petroliere;

c) investigarea sondelor forate cu noroi dulce [9], [10].

Dispozitivul de carotaj inductiv înregistrează simultan patru curbe: curba de conductivitate, curba de 16″ N, reciprocata şi profilul de potenţial spontan.

Cum rezistivitatea este inversul conductibilităţii, pentru obţinerea unor valori cît mai apropiate de rezistivitatea reală se corectează conductivitatea aparentă pentru influenţa diametrului găurii de sondă şi a noroiului de foraj, influenţa formaţiunilor adiacente (în cazul stratelor subţiri), a zonei de invazie şi a „efectului pelicular".

Relaţia de bază a conductivităţii aparente este

$$Ca = CnGn + CiGi + CadGad + CrGr,$$

în care Cn, Ci, Cad şi Cr sînt conductivităţile mediilor traversate de curentul focalizat, iar Gn, Gi, Gad şi Gr factorii geometrici ai mediilor respective. Pentru o înregistrare de carotaj inductiv, aceşti factori geometrici depind de geometria fiecărui mediu şi de poziţia fiecărei sonde.

Abacele de corecţie se aplică în funcţie de electrodele de investigare folosite, care sînt afectate în mod diferit de influenţa gaură de sondă-strat. Pentru a se obţine rezultate satisfăcătoare la determinarea lui ρ_r este necesar să se utilizeze carotajul inductiv în strate (regiuni) care satisfac condiţiile:

$\rho_r < 3\ \rho_{x0}$, cu un diametru al zonei de invazie nu prea mare ($d < 254$ mm);

$D_i < 5$d pentru 5FF40;

$D_i < 10$ d pentru 6FF40;

$h > 1{,}25$ m;

$\rho_{fn}/\rho_{ai} > 20$;

$\rho_r/\rho_n < 10$.

Abacele sînt nesatisfăcătoare cînd ρ_{x0} este mai mic decît ρ_r [10].

7.1. *Exemplu de aplicare. Sonda X, stratul 1808, 4—1811,8 m.* Date necesare :

$\rho_{x0} = 33$ ohmm (din microcarotaj) ;

$\rho_{IL} = 7$ ohmm (din carotajul de inducție) ;

ρ 16″ N=13 ohmm (din carotajul de inducție sau carotajul electric) ;

$h = 3,1$m.

Nu necesită efectuarea corecțiilor pentru grosimea stratului și a efectului pelicular.

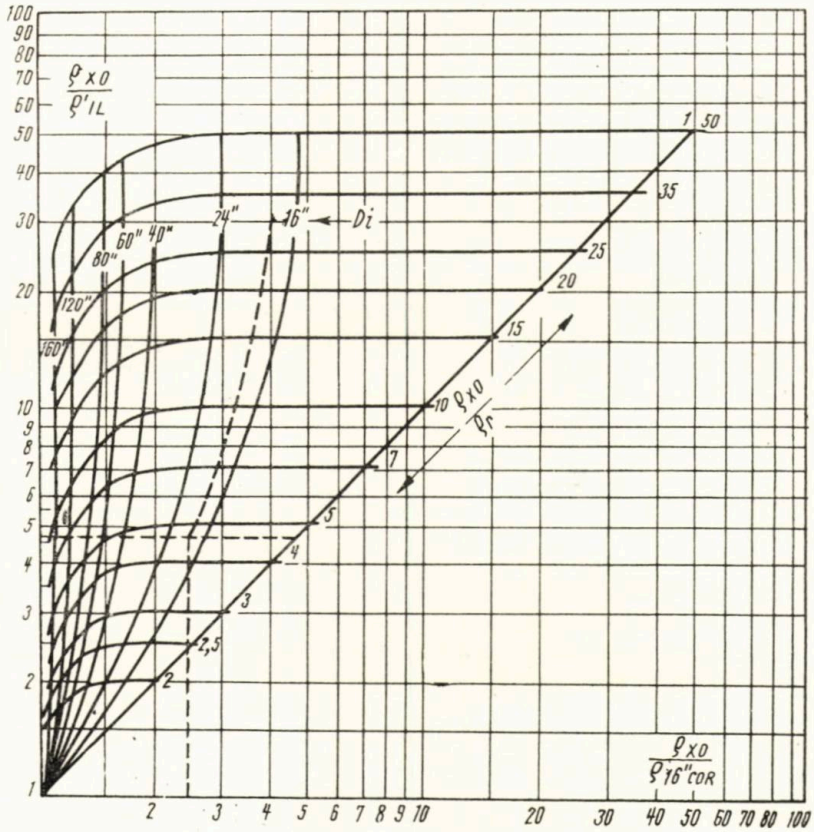


Fig. 21. — Abaca de determinare a lui ρ_r pentru carotajul inductiv și curba de 16″ N [10].

7.2. *Procedeul de interpretare.* Din abaca construită pentru 6FF40+16″ N fără considerarea zonei conductive annulus, se determină raportul ρ_{x0}/ρ_r (fig. 21) :

$$\frac{\rho_{x0}}{\rho_{IL}} = \frac{33}{7} = 4,7 ;$$

$$\frac{\rho_{x0}}{\rho 16'' N} = \frac{33}{13} = 2,54.$$

Se determină :

$$\frac{\rho_{x0}}{\rho_r} = 4{,}7\,;$$

$$\rho_r = \frac{33}{4{,}5} = 7 \text{ ohmm}\,;$$

$$D_i = 0{,}482 \text{ m}.$$

Metoda nu se poate aplica în acest caz, condiția $\rho_{fn}/\rho_{ai} > 20$ nefiind satisfăcută.

Cu un an înaintea elaborării metodei D. R. R., în 1966 în U.R.S.S. se publică un complet de abace pentru interpretarea datelor carotajului electric de către N. N. Zefirov și Z. L. I. Keivsar sub conducerea doctorului în științe tehnice S. G. Komarov. „Albumul de abace — spun autorii — este alcătuit pentru interpretarea diagramelor de tip nou a carotajului electric, carotajului inductiv, lateral, microcarotajului lateral împreună cu diagramele dispozitivelor potențial obișnuit și dispozitivelor gradient... Abacele sînt construite după datele calculate și rezultatele modelării tipului de rețea E. K. S. M. și tipurilor electrolitice" [14].

Printre altele au fost prezentate abace pentru dispozitive cu trei electrode pentru carotajul lateral, gradiente ($\overline{AO}/d = 4$) și dispozitiv potențial standard cu $\overline{AM}/d = 3$ (A. B. K. — Z.), împreună cu abacele lor de corecție. Abacele sînt la fel ca cele prezentate de metoda D. R. R., numai că ele au fost construite pe bază de modelări, cum s-a citat mai sus.

În 1970 se publică în „Geophysical Prospecting" rezultatele prelucrării automate a sondajelor electrice, efectuate de G. Kunetz și I. P. Rocroi. Socotesc că este suficient să citez din introducerea acestei publicații, ca să ne facem o imagine, ca o concluzie, asupra celor mai bune metode de determinare a rezistivității reale a stratelor traversate de o gaură de sondă : „Este ușor să se calculeze sondajul electric al unei distribuții (h_i, ρ_i) — spun autorii — de grosimi și rezistivități ale unor strate paralele, omogene și izotrope. Dar problema inversă, adică determinarea lui h_i și ρ_i din datele sondajului electric, nu are în practică o soluție unică din cauza impreciziei și numărului insuficient de măsurători care definesc curba care se studiază. Deci, fără intenția de a căuta această soluție inexistentă, se face propunerea de a se supune măsurătorile de rezistivitate aparentă unei prelucrări automate care să ofere geofizicianului, sub o formă de utilizare mai ușoară, toate informațiile conținute în curba dată, lăsîndu-l liber să-și construiască interpretarea cu ajutorul totalității datelor geofizice și geologice disponibile.... Prelucrarea numerică a numeroase sondaje electrice, extrase din cataloage de abace sau provenite din măsurători efectuate pe teren, a dovedit că procedeul utilizat conduce la rezultate corecte".

Pornind de la exprimarea rezistivității aparente, formulată de Sabba Ștefănescu, și folosind o succesiune de imagini electrice și curba Dar-

Zarrouk (rezistența transversală cumulată în funcție de conductanța longitudinală cumulată), autorii procedeului ajung în final la curbe de genul celor prezentate în figurile 22 și 23.

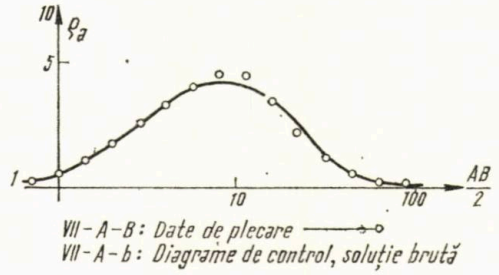


Fig. 22. — Diagrama de control, soluția brută [7].

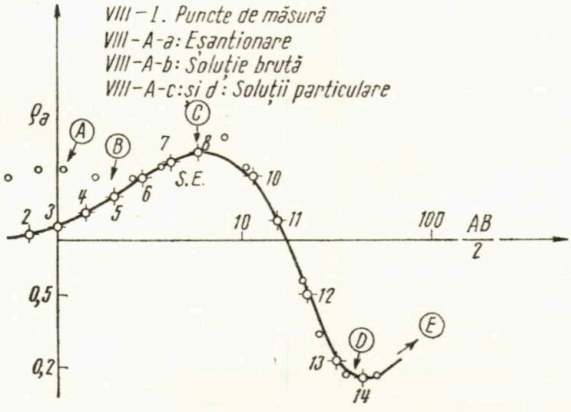


Fig. 23. — Diagrama cu puncte de măsură, soluție brută, soluții particulare [7].

Din prelucrarea datelor cu ajutorul metodologiei puse de geofizica de șantier la dispoziția interpretatorilor, o primă concluzie este aceea că, ținînd seama de condițiile și de limitele de aplicare a fiecărei metode, rezultatele sînt comparabile.

Din punctul de vedere al imaginii geofizice a situației gaură de sondă-strat și a rapidității cu care se pot obține informațiile referitoare la rezistivitatea stratului și a celorlalți parametri legați de aceasta, metodele care dispun de o gamă mai mare de lungimi de dispozitive sînt cele care ne pot oferi, și în special mă refer la rezistivitatea reală a stratului, cele mai bune rezultate. Eliminînd sfera posibil invadată, cu rezultate excelente în zona de platformă, metodele care dispun de raze mari de investigație sînt acelea care ne pun la dispoziție o rezistivitate reală a stratului calitativ superioară. Palierul abacelor B. K. Z., de exemplu, reprezintă zona în

care rezistivitatea aparentă se stabilizează, reprezentînd, chiar în afara prelucrării datelor (mă refer la corecțiile necesare), rezistivitatea reală (fig. 24).

În funcție de condițiile teoretice și litologice, pentru aceeași prelucrare teoretică se pot înregistra un număr suficient de curbe, cele absolut necesare obținerii palierului menționat. Cu ajutorul metodei B. K. Z. se poate interpreta o diagrafie constituită dintr-o infinitate de curbe înregistrate automat sau numai din trei curbe, cele care în mod absolut necesar dau suprafața triunghiulară sau linia constanței rezistivității. Putem simplifica după voie, cunoscînd structura, sau multiplica numărul de date numai avînd la dispoziție metoda care, suprapusă imaginii din gaura de sondă, se poate confunda cu aceasta.

În această lucrare s-a prezentat, pentru prima oară la noi în țară, aplicarea metodelor Guyod-Pranglin și M. K. Z. cu rezultate satisfăcătoare.

Studiul comparativ în vederea obținerii rezistivității reale ne oferă posibilitatea alegerii cu mai multă ușurință a metodologiei necesare adecvate zonelor deschise, eliminînd în același timp, pentru cazurile similare, procedeul cel mai greoi de obținere a parametrului dorit.

SIMBOLURI

h — grosimea stratului (m);
d — diametrul găurii de sondă (m, mm);
D_i — diametrul zonei de invazie (m);
L — lungimea dispozitivului (m);
$\overline{AM}$ — lungimea dispozitivului potențial (m);
$\overline{AO}$ — lungimea dispozitivului gradient (m);
ρ_n — rezistivitatea noroiului la temperatura formației (ohmm);
ρ_{ad} — rezistivitatea rocii adiacente (ohmm);
ρ_r — rezistivitatea reală a stratului (ohmm);
ρ_i — rezistivitatea zonei invadate a stratului (ohmm);
ρ_{fn} — rezistivitatea filtratului de noroi (ohmm);
ρ_{x0} — rezistivitatea zonei spălate a stratului (ohmm);
ρ_a — rezistivitatea aparentă a stratului de grosime finit (ohmm);
$\rho_{a-\infty}$ — rezistivitatea aparentă a stratului de grosime infinit (ohmm);
$\rho_{a_{2,15;\ 4,25;\ 8,\ 4;\ 0,3;\ 16'';\ 64'';\ 18',\ 8'';\ 1,1;\ 2,1;\ \ldots}}$ 8,75metc. — rezistivitățile aparente înregistrate cu dispozitivele potențiale și gradiente respective (2,15; 4,25; etc.) (ohmm);
S_a — saturația în apă (%)
n — factorul de cimentare (%)
F — factorul de formație (%);
F_a — factorul aparent de formație (%);
Φ — porozitatea formațiunii (%);
Φ_a — porozitatea aparentă a formațiunii (%);
ν — rezistivitatea relativă a rocilor adiacente (ohmm);
μ — modulul curbei teoretice de sondaj.

Tabela 1

Interpretarea geofizică a diagrafiei electrice prin metoda D.R.R. în formațiunile nisipoase-grezoase din unitatea mediomarginală a Carpaților Meridionali

Nr.	Adîncimea (m)	$\frac{\rho_i}{\rho_n}$	ρ_r (ohmm)	D_i (m)	F (%)	Φ (%)	Formațiunea	Constituția litologică
1	1788,5—1791	—	0,465	—	—	—	meoțian	nisip marnos
2	1792,2—1794,3	—	1,04	—	—	—	,,	,,
3	1798—1800,5	—	0,525	—	—	—	,,	,,
4	1808,4—1811,8	13,5	2,31	0,972	16,9	21	,,	,,
5	1826,4—1827,5	3,7	1,05	—	4,6	39	helvețian	nisip, marnă
6	1828,5—1837,5	—	1,05	—	—	—	,,	,, ,,
7	1838,2—1840,5	3,5	0,57	0,972	4,36	40	,,	,, ,,
8	1844,2—1845	3,3	3,0	—	4,1	41	,,	,, ,,

Tabela 2

Interpretarea geofizică a diagrafiei electrice prin metoda B. K. Z. în formațiunile nisipoase-grezoase din unitatea mediomarginală a Carpaților Meridionali

Nr.	Adîncimea (m)	$\frac{\rho_i}{\rho_{fn}}$	ρ_r (ohmm)	D_i (m)	F_a (%)	Φ_a (%)
1	1788,5—1791	2,5	0,5	0,61	2,5	52
2	1792,2—1794,3	3,5	1	0,33	3,5	44
3	1798—1800,5	5	0,5	0,365	5	37
4	1808,4—1811,8	6,05	2,5	3,9	6,05	34
5	1826,4—1827,5	1,84	1	0,8	1,84	49
6	1828,5—1837,5	7	1	0,51	7	32
7	1838,2—1840,5	3,5	0,5	1,045	3,5	44
8	1844,5—1845	3,33	2,6	—	3,33	46

Tabela 3

Interpretarea geofizică a diagrafiei electrice prin metoda carotajului inductiv în formațiunile nisipoase-grezoase din unitatea mediomarginală a Carpaților Meridionali

Nr.	Adîncimea (m)	ρ_{IL} (necorect.) (ohmm)	$\frac{\rho_{16''}}{\rho_n}$	ρ_n (ohmm)	$\frac{\rho_{16''}\text{ (hm)}}{\rho_n}$	ρ_r (corect.) (ohmm)
1	1788,5—1791	0,286	0,91	1,1	—	0,286
2	1792,2—1794,3	0,22	1,18	1,1	—	0,22
3	1798 —1800,5	0,222	0,36	1,1	—	0,222
4	1808,4—1811,8	7,0	12,2	1,06	24	7,35
5	1826,4—1827,5	1,54	1,89	1,06	—	1,54
6	1828,5—1837,5	1,67	1,89	1,06	—	1,67
		1,38	1,41	1,06	—	1,38
7	1838,2—1840,5	1,0	1,43	1,05	—	1,0
8	1844,5—1854	1,58	1,8	1,05	—	1,58

Observație. Condițiile de aplicabilitate neputînd fi respectate, metoda carotajului inductiv nu dă rezultate satisfăcătoare.

Tabela 4

Interpretarea geofizică a diagrafiei electrice, metoda carotajului electric (curba de 18′) în formaţiunile nisipoase-grezoase din unitatea mediomarginală a Carpaţilor Meridionali

Nr.	Adîncimea (m)	$\rho_{18'}$ (ohmm)	ρ_{ad} (ohmm)	$\frac{\rho_n}{\rho_{ad}}$	h (m)	h'	$\frac{\rho_{18'}}{\rho_{ad}}$	$\frac{\rho_r}{\rho_{ad}}$	ρ_r (ohmm)
1	1788,5—1791	0,5	1,5	0,735	2,5	8,1	0,334	0,34	0,51
2	1792,5—1794,3	1,0	1,5	1	2,1	(nu se fac corecţii)			1
3	1798 —1800,5	0,5	1,5	1	2,5		,,	,,	0,5
4	1808,4—1811,8	3,0 (2,5)	1,5	1	3,4		,,	— ,,	3,0
5	1826,4—1827,5	1,0	1,5	1	1		,,	,,	1,0
6	1828,5—1837,5	1,3	1,5	1	9,0		,,	,,	**1,3**
7	1838,2—1840,5	1(0,5)	1,5	1	2,3		,,	,,	1(0,5)
8	1844,5—1845	1,58	1,5	1	0,8		,,	,,	**1,58**

Tabela 5

Interpretarea geofizică a diagrafiei electrice prin metoda D. R. R. în formaţiunile nisipoase-grezoase din unitatea mediomarginală a Carpaţilor Meridionali

Nr.	Adîncimea (m)	$\frac{\rho_i}{\rho_n}$	ρ_r (ohmm)	D_i (m)	F (%)	Φ (%)	Formaţiunea	Constituţia litologică
1	1753—1756	5	1,02	—	—	—	meoţian	nisip
2	1764—1766	6,4	2,04	0,53	8,0	30	,,	,,
3	1767—1773	9,5	2,9	0,727	11,9	25	,,	,,
4	1775—1778	3,8(5)	3,2	—	—	—	,,	,,
5	1804—1806	5	1,04	—	—	—	helveţian	,,
6	1820—1822,5	5	1,5	—	—	—	,,	,,
7	1824—1829	5	1,5	—	—	—	,,	,,

Tabela 6

Interpretarea geofizică a diagrafiei electrice prin metoda B. K. Z. în formaţiunile nisipoase-grezoase din unitatea mediomarginală a Carpaţilor Meridionali

Nr.	Adîncimea (m)	$\frac{\rho_i}{\rho f_n}$	ρ_r (ohmm)	D_i (m)	F_a (%)	Φ_a (%)
1	1753—1756	1,0	1,0	1,7	1,0	—
2	1764—1766	1,5	2,0	—	1,5	65
3	1767—1773	1,138	3,3	—	1,138	75
4	1775—1778	3,45	2,9	1,09	3,45	44
5	1804—1806	1,5	1,0	0,973	1,5	65
6	1820—1822,5	0,665	1,5	—	—	—
7	1824—1829	0,35	1,25	—	—	—

Tabela 7

Interpretarea geofizică a diagrafiei electrice prin metoda D. R. R. în formaţiunile nisipoase-grezoase din unitatea mediomarginală a Carpaţilor Meridionali

Nr.	Adîncimea	$\frac{\rho_i}{\rho_n}$	ρ_r (ohmm)	D_i (m)	F (%)	Φ (%)	Formaţiunea	Constituţia litologică
1	1731,5—1733,5	6	1	0,42	7,5	33	meoţian	nisip
2	1736—1739	7	0,7	0,42	8,7	30,5	,,	,,
3	1740,5—1742	6	1	0,42	7,5	33	,,	,,
4	1746,5—1759	9	3	0,84	11,2	26	,,	,,

Tabela 8

Interpretarea geofizică a diagrafiei electrice prin metoda B. K. Z. în formațiunile nisipoase-grezoase din unitatea medio marginală a Carpaților Meridionali

Nr.	Adîncimea (m)	$\frac{\rho_i}{\rho_{fn}}$	ρ_r (ohmm)	D_i (m)	F_a (%)	Φa (%)
1	1731,5—1733,5	2,6	1	1,48	2,6	51
2	1736—1739	3,57	0,56	—	3,57	44
3	1740,5—1742	2,5	1	1,59	2,5	52
4	1746,5—1759	5,66	1,8	—	5,66	35
		6,8	2,8	3,4	6,3	34

Tabela 9

Interpretarea geofizică a diagrafiei electrice prin metoda D. R. R. în formațiunile nisipoase-grezoase din unitatea mediomarginală a Carpaților Meridionali

Nr.	Adîncimea (m)	$\frac{\rho_i}{\rho_n}$	ρ_r (ohmm)	D_i (m)	F (%)	Φ (%)	Formațiunea	Constituția litologică
1	1767,5—1772	—	1	0,42	—	—	meoțian	nisip
2	1777—1782	7(1,3)	2	0,85	8,75	29	,,	,,
3	1805—1811	—	1	0,42	—	—	helvețian	nisip
4	1822,5—1826	—	1,1	0,42	—	—	,,	,,
5	1827—1829,5	—	1,5	0,42	—	—	,,	,,
6	1842—1846	—	1,2	0,42	—	—	,,	,,
7	1853,5—1856	—	1,4	0,42	—	—	,,	,,
8	1859—1863	—	1,2	0,42	—	—	,,	,,

Tabela 10

Interpretarea geofizică a diagrafiei electrice prin metoda B. K. Z. în formațiunile nisipoase-grezoase din unitatea mediomarginală a Carpaților Meridionali

Nr.	Adîncimea (m)	$\frac{\rho_i}{\rho_{fn}}$	ρ_r (ohmm)	D_i (m)	F_a (%)	Φ_a (%)
1	1767,5—1772	0,286	1	—	—	—
2	1777—1782	1,2	5	0,575	1,2	72
3	1805—1811	0,4	1,1	—	—	—
4	1822,5—1826	0,4	1,2	—	—	—
5	1827—1829,5	1	1,5	—	1	100
6	1842—1846	0,57	2	—	—	—
7	1853,5—1856	0,8	1,2	—	—	—
8	1859—1863	0,4	1,2	—	—	—

Tabela 11

Interpretarea geofizică a diagrafiei electrice prin metoda D. R. R. în formaţiunile nisipoase-grezoase din unitatea mediomarginală a Carpaţilor Meridionali

Nr.	Adîncimea (m)	$\frac{\rho_i}{\rho_n}$	ρ_r (ohmm)	D_i (m)	F (%)	Φ (%)	Formaţiunea	Constituţia litologică
1	628—630	5	1,98	—	—	—	meoţian	nsip
2	705—722	5	0,825	—	—	—	,,	nisip, marnă
3	772—776	5	1,68	—	—	—	,,	nisip
4	777,5—781	5	1,44	—	—	—	,,	,,
5	792—799	5	1,55	—	—	—	,,	,,
6	811,5—818,5	5	0,985	—	—	—	,,	,,
7	840—846	5	1,1	—	—	—	,,	,,
8	849—856	5	0,79	—	—	—	,,	nisip, marnă
9	857,5—863,5	5	0,99	—	—	—	,,	nisip
10	890—894	5	1,43	—	—	—	,,	,,
11	928—931	5	1,49	—	—	—	,,	,,
12	972—986	5	0,985	—	—	—	,,	nisip, marnă
13	998—1006	5	0,79	—	—	—	,,	nisip
14	1009—1012	5	1,15	—	—	—	,,	,,
15	1023—1025	5	1,32	—	—	—	,,	,,
16	1036—1039	35	7,15	1,71	43,7	13	,,	gresie
17	1047,5—1051,5	11,8	3,5	0,685	14,75	23	,,	nisip
18	1055—1059	9,8	2,4	0,61	12,25	25	,,	,,
19	1082—1085	12,5	3,0	0,72	15,6	22	,,	,,
20	1086—1090	13,4	2,1	0,76	16,8	21,3	,,	,,
21	1099,5—1103,5	10,5	2,6	0,66	13,1	24	,,	,,
22	1105—1108	7,7	2,0	0,42	10,9	26	,,	,,
23	1112,5—1116,5	5,0	2,6	—	6,25	34	oligocen	nisip, marnă
24	1117—1120	5,0	2,0	—	—	—	,,	nisip
25	1121—1124	6,1	2,0	0,42	7,63	31	,,	,,
26	1127—1131	4,8	1,55	—	6	34	,,	,,
27	1136—1140	5	0,835	—	—	—	,,	,,
28	1144—1146	5	1,54	—	—	—	,,	,,
29	1149—1157,5	5	1,15	—	—	—	,,	,,
30	1159,5—1161,5	5	1,15	—	—	—	,,	,,
31	1166—1183,5	5	1,05	—	—	—	,,	,,
32	1185,5—1198	5	1,23	—	—	—	,,	,,
33	1192—1195,5	5	2,28	—	—	—	,,	,,
34	1198,5—1200	5	2,1	—	—	—	,,	nisip, marnă
35	1201,5—1207	5	1,23	—	—	—	,,	nisip, marnă
36	1208—1212	5	1,66	—	—	—	,,	nisip
37	1214—1219	5	1,05	—	—	—	,,	,,
38	1221—1239	7	1,1	2,1	8,75	29	,,	,,
39	1261—1272,5	3,5	1,05	—	4,37	40	,,	,,
40	1273,5—1275,5	4,3	2,1	—	5,37	36,5	,,	,,
41	1276,5—1278,5	4,2	1,52	—	5,25	36	,,	,,
42	1281,5—1287	3,7	1,85	—	4,62	39	,,	,,
43	1289—1296	24,0	3,5	1,37	30	16	,,	gresie
44	1300,5—1309,5	69,0	21,6	2,62	86	10	,,	nisip
45	1311—1315	3,7	1,47	—	4,62	38,5	,,	,,

Tabela 12

Interpretarea geofizică a diagrafiei electrice prin metoda B. K. Z. în formațiunile nisipoase-grezoase din unitatea mediomarginală a Carpaților Meridionali

Nr.	Adîncimea (m)	$\frac{\rho_i}{\rho_{fn}}$	ρ_r (ohmm)	D_i (m)	F_a (%)	Φ_a (%)
1	628—630	1,18	1,7	0,61	1,18	75
2	705—722	1,38	1,2	—	1,38	70
3	772—776	0,715	1,4	—	—	—
4	777,5—781	0,77	1,4	—	—	—
5	792—799	0,715	1,4	—	—	—
6	811,5—818,5	0,855	1,35	—	—	—
7	840—846	0,715	1,4	—	—	—
8	849—856	0,643	1,4	—	—	—
9	857,5—863,5	1,75	1,15	—	1,75	62
10	890—894	2,73	1,1	1,33	2,73	50
11	928—931	1,52	1,3	—	1,52	66
12	972—986	1,47	1,4	0,76	1,47	67
13	998—1006	1,02	0,98	0,59	1,02	79
14	1009—1012	0,785	1,4	—	—	—
15	1023—1025	2,94	1,4	—	2,94	48
16	1036—1039	26,6	6,5	1,33	26,6	17,2
17	1047,5—1051,5	6,36	3,4	3,04	6,36	33,5
18	1055—1059	4,76	2,6	—	4,76	38
19	1082—1085	4,63	5	3,04	4,63	38,5
20	1086—1090	3,76	6	3,04	3,76	43
21	1099,5—1103,5	2,55	3,5	—	2,35	54
22	1105—1108,5	1,14	2,2	—	1,14	74
23	1112,5—1116,5	1,365	2,2	0,855	1,365	70
24	1117—1120	1,2	2	0,495	1,2	74
25	1121—1124	2,76	2,1	—	2,76	50
26	1127—1131	1,135	1,5	—	1,135	74
27	1136—1140	1,8	1,0	0,61	1,8	61
28	1144—1146	1,07	1,4	0,57	1,07	69
29	1149—1157,5	1,43	1,05	0,76	1,43	67
30	1159,5—1161,5	1,56	1,4	—	1,56	65
31	1166—1183,5	2	1	—	2	58
32	1185,5—1189	1,91	1,2	—	1,91	59
33	1192—1195,5	1,18	2,2	0,323	1,18	74
34	1198,5—1200	2	2	0,57	2	58
35	1201,5—1207	1,07	1,4	1,33	1,07	79
36	1208—1212	0,865	1,5	—	—	—
37	1214—1219	0,91	1,1	—	—	—
38	1221—1239	0,91	1,1	—	—	—
39	1261—1272,5	1,14	1,05	—	1,14	74
40	1273,5—1275,5	2,4	2,1	1,52	2,4	53
41	1276,5—1278,5	2,5	2	1,42	2,5	52
42	1281,5—1287	3,2	1,5	0,95	3,2	46
43	1289—1296	12,6	5,5	—	12,6	24,5
44	1300,5—1309,5	50	10	0,276	50,0	13,0
45	1311—1315	2,16	1,5	3,04	2,16	56

Tabela 15

Interpretarea geofizică a diagrafiei electrice prin metoda D. R. R. în formațiunile nisipoase-grezoase din unitatea mediomarginală a Carpaților Meridionali

Nr.	Adîncimea (m)	$\frac{\rho_i}{\rho_n}$	ρ_r (ohmm)	D_i (m)	F (%)	Φ (%)	Formațiunea	Constituția litologică
1	547,5—553	8,4	7,5	0,63	10,5	27	ponțian	nisip
2	562,5—573	23,0	15,0	1,55	28,8	11,8	,,	gresie
3	590-5—593	9,0	9,0	0,68	11,3	26	,,	,,
4	597,5—600	11,2	5,6	0,655	14,0	23	,,	,,
5	618—628	23,0	8,5	2,64	28,8	17	,,	,,
6	629,5—632,5	3(5)	3,16	—	3,75	43	,,	,,
7	634,5—638,5	3(5)	6,0	—	3,75	43	,,	nisip, marnă
8	640,5—645,5	3(5)	3,7	—	3,75	43	,,	,,
9	650,5—653	3,7	4,0	—	4,16	41	,,	,,
10	657—659,5	20,0	35,0	1,458	25,0	18	,,	gresie
11	752,5—755,5	7,3	7,05	0,534	9,1	28	,,	nisip
12	758,5—762,5	25,0	12,6	1,53	31,2	16	,,	,,
13	775,5—781,5	3,8	3,48	—	47,5	13	,,	nisip,marnă
14	788,5—793	4,5	3,34	—	5,62	35,5	,,	,,
15	816—821,5	5,4	2,4	—	6,75	33	,,	,,
16	830—834,5	4,7	2,24	—	5,88	35	,,	nisip
17	839—849	11,0	2,75	0,68	13,8	23.5	,,	,,
18	852—857,5	4,2(5)	1,85	—	5,25	37	,,	,,
19	896—898,5	4(5)	1,55	—	5,0	37	,,	,,
20	900—908	6,5	2,48	0,534	8,11	30	,,	nisip,marnă
21	925—932,5	5,8	3,36	0,534	7,25	32	,,	,,
22	935—939,5	7,2	3,6	0,583	9,0	28	,,	,,
23	942,5—957,5	6,5	5,35	0,534	8,1	30	,,	,,
24	959,5—976,5	11,0	4,0	0,832	13,75	24	,,	,,
25	1091—1106	22,0	3,38	1,56	27,5	17	,,	nisip
		5,5			6,9	32	,,	,,
26	1111—1118,5	9,4	2,63	0,58	11,75	25	,,	,,
27	1120—1133,5	5,4	3,15	0,486	6,75	33	,,	,,
28	1152—1154	5,4	3,15	0,486	6,75	33	,,	nisip, marnă
29	1228—1233	4,4(5)	0,985	—	5,5	36	meoțian	nisip
30	1246—1250,5	3,8(5)	0,95	—	4,75	39	,,	,,
31	1267,5—1269,5	(5)	0,71	—	—	—	,,	,,
32	1291—1294	(5)	0,7	—	—	—	,,	,,
33	1299—1301	(5)	0,71	—	—	—	meoțian	nisip
34	1339—1343	6,3	2,4	5,35	7,9	30	,,	,,
35	1373,5—1380	7,7	1,56	5,82	9,63	28	,,	nisip, marnă
36	1381,5—1385	4,5(5)	0,748	—	5,5	36	,,	nisip
			0,54				,,	
37	1391—1395	6,6	1,5	0,535	8,25	30	,,	,,
38	1399,5—1407,5	5,6	1,5	0,486	7,0	32	,,	,,
39	1409,5—1415	3,8(5)	0,99	—	4,75	39	,,	,,
40	1421—1423,5	8,6	1,02	0,56	10,8	23	,,	,,
41	1424,5—1426,5	6,4	2,9	0,535	8,0	30	,,	,,
42	1438—1443,5	16,9	4,23	1,215	21,0	19	,,	,,
43	1444,5—1446,5	15,1	2,08	1,7	18,9	20	,,	nisip, marnă
44	1452—1460	50,0	25,4	2,92	62,5	11,5	miocen	gresie calcaroasă

Tabela 14

Interpretarea geofizică a diagrafiei electrice prin metoda B. K. Z. în formațiunile nisipoase-grezoase din unitatea mediomarginală a Carpaților Meridionali

Nr.	Adîncimea (m)	$\frac{\rho_i}{\rho_{fn}}$	ρ_r (ohmm)	D_i (m)	F_a (%)	Φ_a (%)
1	547,5—553	10,6	6,2	1,7	10,6	27
2	562,5—573	19,8	28,0	1,94	19,8	20
3	590,5—593	3,1	11,5	1,34	3,1	47
4	597,5—600	4,84	8,0	1,94	4,84	38
5	618—628	2,5	9,0	—	2,5	51,5
6	629,5—632,5	5,55	9,5	—	5,55	35,5
7	634,5—638,5	2,29	5,5	—	2,29	55
8	640,5—645,5	2,33	4,5	—	2,33	54
9	650,5—653	2,43	4,3	0,607	2,43	52
10	657—659,5	40,5	12,0	1,7	40,5	14,0
11	752,5—755,5	5,34	4,3	3,64	5,34	36,0
12	758,5—762,5	41,3	3,4	2,92	41,3	14
13	775,5—781,5	5,0	3,6	0,73	5,0	37
14	788,5—793	2,31	2,7	2,19	2,31	54
15	816—821,5	2,37	2,8	1,94	2,37	54
16	830—834,5	2,18	2,4	2,92	2,18	55,5
17	839—849	3,63	2,2	—	3,63	44
18	852—857,5	2,5	1,6	—	2,5	52
19	896—898,5	1,39	1,5	—	1,39	64,5
20	900—908	4,39	4,3	0,825	4,39	40
21	925—932,5	9,0	5,0	0,437	9,0	28,5
22	935—939,5	8,33	3,9	2,92	8,33	30
23	942,5—957,5	7,95	4,5	3,64	7,95	30
24	959,5—976,5	13,35	6,4	1,21	13,35	23,5
25	1091—1106	19,5(7,1)	4,5	0,414 (0,97)	19,5 (7,1)	20 (32)
26	1111—1118,5	6,67	2,7	3,89	6,67	32,5
27	1120—1133,5	2,87 0,61	3,5	1,46	42,87 30,61	49 34,5
28	1152—1154	2,8	2,6	—	2,8	50
29	1228—1233	0,476	1,05	—	—	—
30	1246—1250,5	0,5	1,0	—	—	—
31	1267,5—1269,5	1,0	1,0	1,7	1,0	100
32	1291—1294	1,0	1,0	1,7	1,0	100
33	1299—1301	0,5	1,0	—	—	—
34	1339—1343	4,67	2,6	3,9	4,67	38,5
35	1373,5—1380	1,715	1,5	—	1,715	62,0
36	1381,5—1385	0,735	0,68	—	0,735	—
37	1391—1395	2,00	1,5	—	2,00	57
38	1399,5—1407,5	1,25	1,7	—	1,25	71
39	1409,5—1415	1,92	1,1	—	1,92	59
40	1421—1423,5	3,0	4,5	1,46	3,0	48
41	1424,5—1426,5	1,785	2,7	3,9	1,785	61
42	1438—1443,5	2,5	4,5	—	2,5	59
43	1444,5—1446,5	3,04	2,5	—	3,4	47
44	1452—1460	16,1	9,8	—	16,1	21,5

Tabela 15

Interpretarea geofizică a diagrafiei electrice prin metoda D. R. R. în formațiunile nisipoase-grezoase din unitatea mediomarginală a Carpaților Meridionali

Nr.	Adîncimea (m)	$\frac{\rho_i}{\rho_n}$	ρ_r (ohmm)	D_i (m)	F (%)	Φ (%)	Formațiunea	Constituția litologică
1	1136,5—1144	5	1,5	—	—	—	ponțian	nisip
2	1148,5—1160	(3,3)5	1,1	—	4,13	41	„	„
3	1163—1168	5	1,12	—	—	—	„	„
4	1173—1182,5	5	1,05	—	—	—	„	„
5	1200—1208	5	1,05	—	—	—	„	„
6	1217—1234,5	5	1,54	—	—	—	„	„
7	1236,5—1240	5	2,08	—	—	—	„	„
8	1244,5—1246,5	4,8	1,54	—	6	34,5	„	„
9	1261—1263	7	3,22	0,58	8,75	29,0	„	nisip,marnă
10	1265—1269	11,0	9,8	0,825	13,8	23,5	„	nisip
11	1271—1272,5	4,1	1,96	—	5,12	36,5	„	„
12	1273—1275	3,4	1,47	—	4,25	40,0	„	„
13	1344,5—1348	5	1,47	—	—	—	„	nisip, marnă
14	1391—1393	5	1,05	—	—	—	meoțian	„
15	1435,5—1443	5	1,47	—	—	—	„	„
16	1452—1454	5	1,54	—	—	—	„	nisip
17	1456—1460,5	4,1	0,985	—	5,12	36,5	„	„
18	1462—1469,5	5	1,05	—	—	—	„	„
19	1472,5—1476,5	5	0,99	—	—	—	„	„
20	1478,5—1481	7	1,11	0,58	8,75	29	„	„
21	1493—1496	5	1,2	—	—	—	„	„
22	1511—1514,5	7	1,2	0,58	8,75	29	„	„
23	1530—1535,5	5	1,74	—	—	—	miocen	nisip,marnă

Tabela 16

Interpretarea geofizică a diagrafiei electrice prin metoda B. K. Z. în formațiunile nisipoase-grezoase din unitatea mediomarginală a Carpaților Meridionali

Nr.	Adîncimea (m)	$\frac{\rho_i}{\rho_{fn}}$	ρ_r (ohmm)	D_i (m)	F_a (%)	Φ_a (%)
1	1136—1144	1,33	1,5	—	1,33	65
2	1148,5—1160	1,0	1,0	3,9	1,0	(100)
3	1163—1168	0,475	1,05	—	—	—
4	1173—1182,5	0,475	1,05	—	—	—
5	1200—1208	1,00	1,0	1,7	1,0	(100)
6	1217—1234,5	1,35	1,5	—	1,35	65
7	1236,5—1240	1,0	1,0	1,7	1,0	(100)
8	1244,5—1246,5	1,38	1,6	1,22	1,38	69
9	1261—1263	2,48	2,5	—	2,48	52
10	1265—1269	4,5	6,2	2,14	4,5	45
11	1271—1272,5	2,18	2,3	0,705	2,18	57
12	1273—1275	2,66	1,5	1,7	2,66	50
13	1344,5—1348	1,335	1,5	1,22	1,335	70
14	1391—1393	1,0	1,05	0,73	1,0	(100)
15	1435,5—1443	1,47	1,05	—	1,47	68
16	1452—1454	1,39	1,05	—	1,39	70
17	1456—1460,5	1,0	1,0	—	1,0	(100)
18	1462—1469,5	1,0	1,0	—	1,0	(100)
19	1472,5—1476,5	2,0	1,0	—	2,0	58
20	1478,5—1481	1,3	1,15	—	1,3	70
21	1493—1496	2,0	1,0	0,73	2,0	58
22	1511—1514,5	1,0	1,0	—	1,0	(100)
23	1530—1535,5	1,0	1,5	0,73	1,0	(100)

Tabela 17

Interpretarea geofizică a diagrafiei electrice prin metoda D. R. R. în formațiunile grezoase-calcaroase din bazinul intramontan Baia Mare

Nr.	Adîncimea (m)	$\frac{\rho_i}{\rho_n}$	ρ_r (ohmm)	D_i (m)	F (%)	Φ (%)	Formațiunea	Constituția litologică
							strate	
1	110—118,5	99	198	2,51	124	6,7	Turbuța	calcar
2	121—129	130	462	—	162	21,5	,,	,,
3	172,5—177,5	119	170,5	—	149	22,5	lutețian	gresie
4	182,5—185,5	73	147	2,28	91	9,6	,,	,,
5	269,5—272,5	32	42	1,38	40	14	,,	,,
6	273,5—276,5	29	44,8	1,35	36,2	15	,,	,,
7	278—285	134	61,6	1,45	167,5	7,4	,,	,,
8	288—290	18	49	0,87	22,5	18,5	,,	,,
9	291,5—295,5	34	120	1,46	42,5	14	,,	,,
10	303—306,5	27,5	42	1,285	34,4	15	,,	,,
11	308,5—313	55	112	1,9	69	9,8	,,	strate
12	515—524,5	39	52,5	1,61	48,7	11,3	cristalin	imperm.
13	528,5—538	100	112,5	—	125	8,4	,,	,,
14	538,5—539,5	34	67,5	1,45	42,5	14	,,	,,

Tabela 18

Interpretarea geofizică a diagrafiei electrice prin metoda B. K. Z. în formațiunile grezoase-calcaroase din bazinul intramontan Baia Mare

Nr.	Adîncimea (m)	$\frac{\rho_i}{\rho f_n}$	ρ_r (ohmm)	D_i (m)	F_a (%)	Φ_a (%)
1	110—118,5	73	370	73	—	11,8
2	121—129	52	610	52	—	13,9
3	172,5—177,5	49	250	49	—	14,1
4	182,5—185,5	80	110	80	2,25	11,0
5	269,5—272,5	56	72	56	0,234	13,1
6	273,5—276,5	34	53	34	0,774	16,0
7	278—285	23,8	88	23,8	1,77	20,5
8	288—290	21,1	55	21,1	0,483	22,0
9	291,5—295,5	18,2	120	18,2	0,564	23,2
10	303—306,5	7,2	60	7,2	0,322	37,5
11	308,5—313	10,7	160	10,7	0,483	30,1
12	515—524,5	16,1	70	16,1	2,58	24,5
13	528,5—538	20,6	850	20,6	—	22,0
14	538,5—539,5	17,7	100	17,7	2,58	23,5

ANEXĂ

FOI DE CALCUL CARACTERISTICE INTERPRETĂRII GEOFIZICE DE SONDĂ

FOAIA DE CALCUL NR. 1

Metoda H. Guyod și J. A. Pranglin (fig. 24 *a*1, *a*2)

Date necesare:

h = 9′ 843″ (1808,4—1811,8 m);
ρ_n = 1 ohmm;
ρ_{ad} = 2 ohmm pentru N—16″;
ρ_{ad} = 1,7 ohmm pentru N—64″;
ρ_{ad} = 1,5 ohmm pentru L—18′, 8″;
ρ_a = 12 ohmm pentru N—16″;
ρ_a = 4 ohmm pentru N—64″;
ρ_a = 3 ohmm pentru L—18′, 8″;
d = 243 mm (≃8″);

$$\frac{\rho_a\ 16''}{\rho_{ad}} = \frac{12}{2} = 6; \qquad \left(\frac{\rho_n}{\rho_{ad}} = \frac{1}{2} = 0{,}5\right);$$

$$\frac{\rho_a\ 64''}{\rho_{ad}} = \frac{4}{1{,}7} = 2{,}36; \qquad \left(\frac{\rho_n}{\rho_{ad}} = \frac{1}{1{,}7} = 0{,}59\right);$$

$$\frac{\rho_a\ 18',8''}{\rho_{ad}} = \frac{3}{1{,}5} = 2; \qquad \left(\frac{\rho_n}{\rho_{ad}} = \frac{1}{1{,}5} = 0{,}67\right).$$

Pentru $\rho\ 16''/\rho_{ad} = 6$ (dispozitiv lateral) și $\rho\ 18',8''/\rho_{ad} = 2$, se determină: $\rho_r/\rho_{ad} = 2{,}5$ și $\rho_i/\rho_{ad} = 50$ din abaca teoretică.

Corespunzător rapoartelor $\rho 16''/\rho_{ad} = 6$ (dispozitiv normal) și $\rho 64''/\rho_{ad} = 2{,}36$, rezultă $\rho_r/\rho_{ad} = 0{,}3$ și $\rho_i/\rho_{ad} = 69$.

Se repetă același raționament și pentru celelalte valori ale raportului D_i/d și datele se trec în tabelul de mai jos.

D_i/d	Normal		Lateral		Observații
	ρ_r/ρ_{ad}	ρ_i/ρ_{ad}	ρ_r/ρ_{ad}	ρ_i/ρ_{ad}	
1,3	0,3	69	2,5	50	
2	0,2	20	2,2	19	
5	0,2	10	1,95	10	
10	0,2	8	1,9	7,5	

Fig. 24. — Foi de calcul care privesc metodele de interpretare geofizică a diagrafiei electrice : *a* — Metoda H. Guyod și A. Pranglin ; *b* — metoda B. K. Z. ; *c* — metoda M. K. Z., exemplul 1 ; *d* — metoda M. K. Z., exemplul 2 ; *e* — metoda D. R. R. — B. K. Z., cazul unui strat productiv ; *f* — metoda D. R. R. — B. K. Z., cazul unui strat nisipos-marnos cu apă ; *g* — metoda D. R. R.— B. K. Z., cazul unui strat de gresie cu hidrocarburi ; *h* — metoda D.R.R. —B.K.Z. cazul unui strat inundat ; *i* — metoda D. R. R. — B. K. Z., cazul unui nisip cu apă ; *j* — metoda D. R. R. — B. K. Z., cazul unui strat nisipos cu apă ; *k* — metoda D. R. R. — B. K. Z., cazul unui nisip cu apă cu hidrocarburi în capac ; *l* — metoda carotajului inductiv.

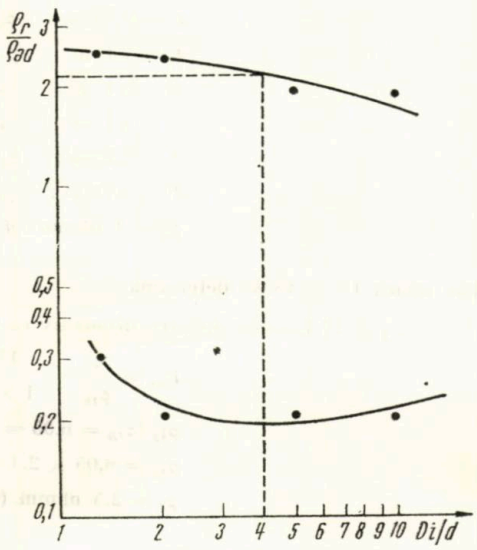


Fig. 24 *a*1. — $\rho_r/\rho_{ad} = 2{,}1$; $\rho_{ad} = 1{,}7$ ohmm ; $\rho_r = 2{,}1 \times 1{,}7 = 3{,}57$ ohmm ; $D_i/d = 4$; $d = 0{,}243$ mm ; $D_i = 4 \times 0{,}243 = 0{,}972$ m.

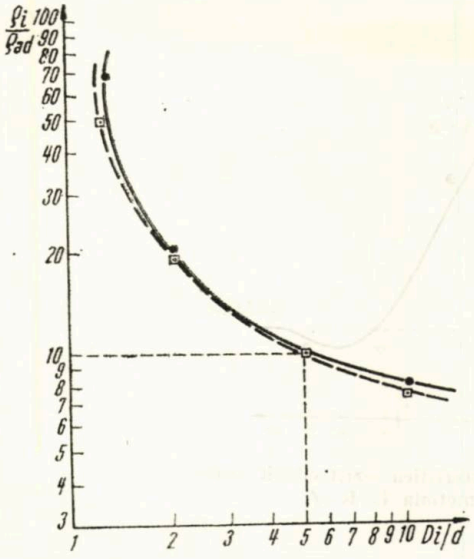


Fig. 24 *a*2. — $\rho_i/\rho_{ad} = 10$; $\rho_i = 10 \times 1{,}7 = 17$ ohmm ; $D_i/d = 5$; $D_i = 5 \times 0{,}243 = 1{,}215$ m ;

$$D_i = \frac{1}{2}(0{,}972 + 1{,}215) = 1{,}1 \text{ m.}$$

FOAIA DE CALCUL NR. 2

Metoda B. K. Z. (fig. 24 b)

Exemplul 1. Date necesare :

$h = 3{,}4$ m (1808,4—1811,8 m);

$L = 0{,}55$ m; $\rho_a = 15{,}5$ ohmm;

$L = 1{,}1$ m; $\rho_a = 25$ ohmm;

$L = 2{,}1$ m; $\rho_a = 11$ ohmm;

$L = 4{,}1$ m; $\rho_a = 2$ ohmm;

$L = 6{,}2$ m; $\rho_a = 3{,}5$ ohmm;

$L = 8{,}75$ m; $\rho_a = 2$ ohmm;

$\rho_n = 1$ ohmm; $d = 243$ mm.

Din abaca U1 = 18 se determină :

$\rho_{i1} = 17{,}1$ ohmm (pentru dispozitiv cu rază mică de investigație);

$$F_{a1} = \frac{\rho_{i1}}{\rho_{fn}} = \frac{17{,}1}{1 \times 0{,}8} = 21{,}4\ \%;$$

$\rho_{i2} / \rho_{fn} = 6{,}05 = F_{a2}\%$;

$\rho_{i2} = 6{,}05 \times 2{,}4 = 14{,}5$ ohmm;

$\rho_r = 2{,}5$ ohmm (fig. 24 *b*).

Din abaca E. K. — U. rezultă :

$D_i = 3{,}9$ m pentru $\rho_i = 14{,}5$ ohmm.

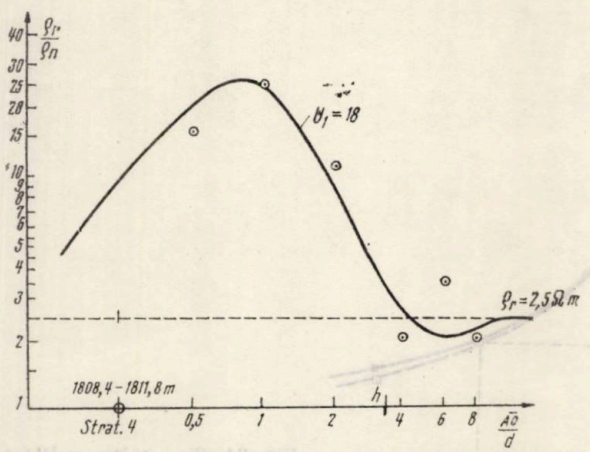


Fig. 24*b*. — Curba *U* caracteristică rezistivității reale ρ_r, exemplul 1, metoda B. K. Z.

FOAIA DE CALCUL NR. 3

Metoda M. K. Z. (fig. 24 *c*)

Exemplul 1. Cazul în care ρ_a max coincide cu una dintre curbele maximale. Stratul este fără zonă de invadare.

Date necesare:

$h = 2\text{m}$;
$d = 0{,}19$ m;
$\rho_{ad} = 3$ ohmm;
$\rho_n = 0{,}62$ ohmm;
$\rho_{a(L\,=\,0{,}55\text{ m})} = 14{,}5$ ohmm;
$\rho_{a(L\,=\,1{,}1\text{ m})} = 14$ „
$\rho_{a(L\,=\,2{,}4\text{ m})} = 6$ „
$\rho_{a(L\,=\,4{,}0\text{ m})} = 6{,}6$ „
$\rho_{a(L\,=\,4{,}3\text{ m})} = 6{,}5$ „
$\rho_{a(L\,=\,6\text{m})} = 10$ „

Rezolvare:

$$\frac{h}{d} = \frac{2}{0{,}19} = 10{,}5 \simeq 12;$$

$$\nu = \frac{\rho_{ad}}{\rho_n} = \frac{3}{0{,}62} = 4{,}85 \simeq 5.$$

Din figura 24*c* rezultă:

$\mu = 17$;

$\rho_r = \mu \times \rho_n = 17 \times 0{,}62 = 10{,}5$ ohmm;

$$\rho_r^{dr} = \frac{\mu}{\nu} \times \rho_{ad} = \frac{17}{5} \times 3 = 10 \text{ ohmm}.$$

Cu ajutorul abacei T. P—2 s-a obținut pentru verificare $\rho_r = 10$ ohmm

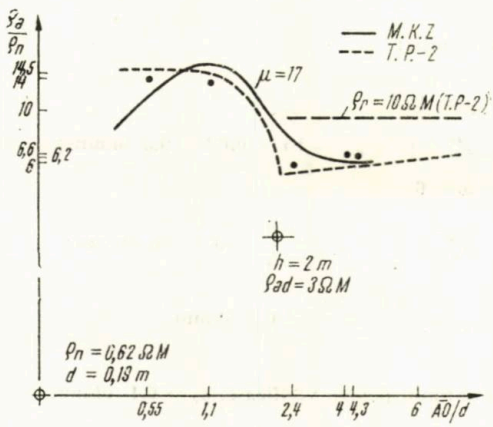


Fig. 24*c* — Curba caracteristică rezistivității reale ρ_r, exemplul 1, metoda M.K.Z.

FOAIA DE CALCUL NR. 4

Metoda M. K. Z. (fig, 24*d*)

Exemplul 2. Cazul prezenţei zonei de invazie a noroiului de foraj.

Date necesare :

$$h = 1{,}2 \ldots 1{,}5 \text{ m};$$

$$d = 0{,}19 \text{ m};$$

$$\rho_{ad} = 3 \text{ ohmm};$$

$$\rho_n = 0{,}62 \text{ ohmm};$$

$$\rho_{a(L\,=\,0{,}55\text{m})} = 12 \text{ ohmm};$$

$$\rho_{a(L\,=\,1{,}1\text{ m})} = 9 \text{ "}$$

$$\rho_{a(L\,=\,2{,}4\text{ m})} = 3{,}7 \text{ "}$$

$$\rho_{a(L\,=\,4\text{ m})} = 3{,}6 \text{ "}$$

$$\rho_{a(L\,=\,4{,}3\text{ m})} = 3{,}4 \text{ "}$$

$$\rho_{a(L\,=\,6\text{ m})} = 5 \text{ "}$$

Rezolvare :

$$\frac{h}{d} = \frac{1{,}2 \ldots 1{,}5}{0{,}19} \simeq 6 \ldots 8;$$

$$\nu = \frac{\rho_{ad}}{\rho_n} = \frac{3}{0{,}62} = 4{,}85 \simeq 5.$$

Din figura 24 *d* rezultă :

$$\mu = 15;$$

$$\rho_r^{st} = \mu \times \rho_n = 15 \times 0{,}62 = 9{,}3 \text{ ohmm};$$

$$\mu = 6$$

$$\rho_r^{dr} = \frac{\mu}{\nu} \times \rho_{ad} = \frac{6}{5} \times 3 = 3{,}6 \text{ ohmm};$$

$$\rho_r = \frac{9{,}3 + 3{,}6}{2} = 6{,}4 \text{ ohmm}.$$

Din abaca T. P. —2 s-a obţinut, pentru verificare, $\rho_r = 6{,}1$ ohmm.

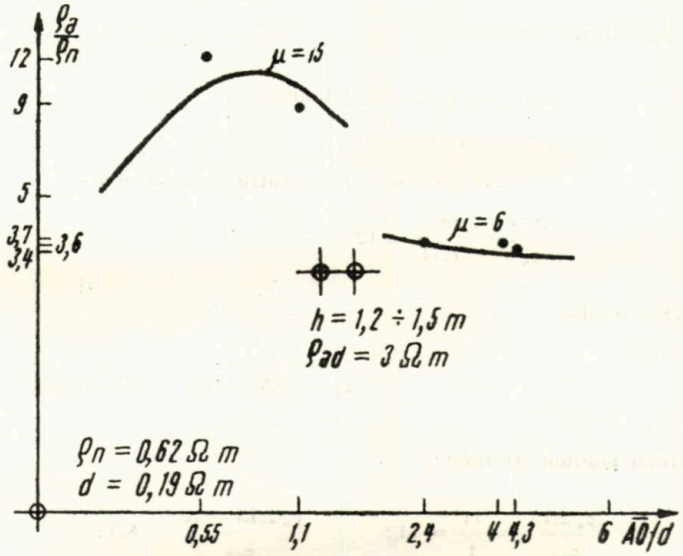


Fig. 24*d*. — Curba M. K. Z. de determinare a rezistivității reale a stratului, caracteristică pentru exemplul 2.

FOAIA DE CALCUL NR. 5

Metoda D. R. R. (fig. 24*e* 1, *e* 2)

Exemplul 1. Cazul unui strat productiv.

Date necesare :

$h = 3{,}4$ m (1808,4—1811,8 m);

$d = 243$ mm;

$\rho_{ad} = 1$ ohmm;

$\rho_n = 1{,}54$ ohmm

$\rho_{a(L\,=\,0{,}5\text{ m})} = 18{,}5$ ohmm;

$\rho_{a(L\,=\,2{,}15\text{ m})} = 11$ „

$\rho_{a(L\,=\,4{,}25\text{ m})} = 2$ „

$\rho_{a(L\,=\,8{,}4\text{ m})} = 2$ „

$\rho_{a(L\,=\,0{,}3\text{ m})} = 18{,}5$ ohmm;

$\rho_n = 1{,}54$ ohmm;

$d = 243$ mm (se citeşte pentru $d = 250$ mm);

$$\frac{\rho 0{,}3}{\rho_n} = \frac{18{,}5}{1{,}54} = 12;$$

Din nomogramă rezultă :

$$\frac{\rho_i}{\rho_n} = 13{,}5; \qquad \rho_i = 13{,}5 \times 1{,}54 = 20{,}8 \text{ ohmm.}$$

Corecţia efectului grosimii stratului :

$$\frac{\rho_a\,2{,}15}{\rho_{ad}} = \frac{11}{1} = 11; \qquad \frac{\rho_a\,2{,}15 - \infty}{\rho_{ad}} = 8{,}3;$$

$$\frac{\rho_a\,4{,}25}{\rho_{ad}} = \frac{2}{1} = 2; \qquad \frac{\rho_a\,4{,}25 - \infty}{\rho_{ad}} = 2{,}22;$$

$$\frac{\rho_a\,8{,}4}{\rho_{ad}} = \frac{2}{1} = 2; \qquad \frac{\rho_a\,8{,}4 - \infty}{\rho_{ad}} = 2{,}1;$$

$\rho_a\,2{,}15 - \infty = 8{,}3 \times \rho_{ad} = 8{,}3 \times 1 = 8{,}3$ ohmm;

$\rho_a\,4{,}25 - \infty = 2{,}22$ ohmm;

$\rho_a\,8{,}4 - \infty = 2{,}1$ ohmm;

$$\frac{\rho_a\,2{,}15 - \infty}{\rho_n} = \frac{8{,}3}{1{,}54} = 5{,}34;$$

$$\frac{\rho_a\,4{,}25 - \infty}{\rho_n} = \frac{2{,}22}{1{,}54} = 1{,}44;$$

$$\frac{\rho_a\,8{,}4 - \infty}{\rho_n} = \frac{2{,}1}{1{,}54} = 1{,}36.$$

$\rho_i/\rho_n = 13{,}5$; $d = 243$ mm (se citesc valorile pentru $d = 250$ mm)

D_i/d	$\frac{\rho_a\ 2{,}15 - \infty}{\rho_n} = 5{,}34$	$\frac{\rho_a\ 4{,}25 - \infty}{\rho_n} = 1{,}44$	$\frac{\rho_a\ 8{,}4 - \infty}{\rho_n} = 1{,}36$
2	4,1	1,5	1,5
4	2,6	1,3	1,4
8	—	0,5	1,45
16	—	—	1,4

Același strat interpretat prin metoda B. K. Z. în figura 24 *e*2.

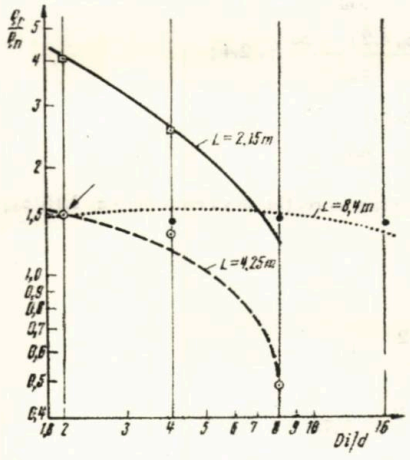


Fig. 24 *e* 1. — $\rho_r/\rho_n = 1{,}5$; $\rho_r = 1{,}5 \times 1{,}54 = 2{,}31$ ohmm. Din abaca $\rho_i/\rho_n = f(D_i/d)$ se determină raportul $D_i/d = 4$; $D_i = 4 \times 0{,}243 = 0{,}972$ m ; $\rho_i/\rho_n = 13{,}5$; $\rho_i = 13{,}5 \times 1{,}54 = 20{,}8$ ohmm ; $\rho_i/0{,}8\ \rho_n = 16{,}9$ (s-a considerat F%), deci „F" = 16,9 % ; „Φ" corespunzător lui „F" = 22 % pentru $m = 2{,}15$.

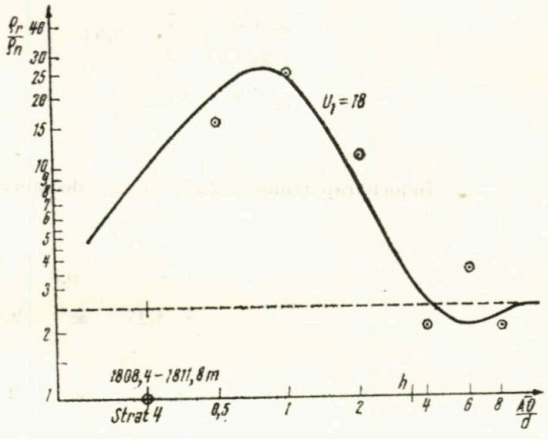


Fig. 24*e*2. — $\rho_{i1} = 17{,}1$ ohmm (pentru dispozitiv cu rază mică de investigație) ; $F_{a1} = \rho_{i1}/\rho_{fn} = 17{,}1/1 \times 0{,}8 = 21{,}4$ % ; $F_{a2} = \rho_{i2}/\rho_{fn} = 6{,}05$ % ; $\Phi_{a2} = 34$ % ; $\rho_{i2} = 6{,}05 \times 2{,}4 = 14{,}5$ ohmm. Din abaca E. K. — U se determină $D_i = 3{,}9$ m, iar din curba B. K. Z., $U1 = 18$, se citește $\rho_r = 2{,}5$ ohmm.

FOAIA DE CALCUL NR. 6

Metoda D. R. R. (fig. 24 *f* 1, *f* 2)

Exemplul 2. Cazul unui strat nisipos-marnos cu apă.

Date necesare :

$h = 17$ m (959,5m—976,5 m) ;
$d = 243$ mm ;
$\rho_n = 0{,}8$ ohmm ;
$\rho_{ad} = 1{,}5$ ohmm (L=2,15 m) ;
$\rho_{ad} = 2$ ohmm (L=4,25 m, 8,4 m) ;

$\rho_{a(L\,=\,0{,}3\ m)} = 8$ ohmm ;
$\rho_{a(L\,=\,2{,}15\ m)} = 8$ „
$\rho_{a(L\,=\,4{,}25\ m)} = 7$ „
$\rho_{a(L\,=\,8{,}4\ m)} = 6$ „

$$\frac{\rho\,0{,}3}{\rho_n} = \frac{8}{0{,}8} = 10 ;$$

$$\frac{\rho_a\,2{,}15}{\rho_{ad}} = \frac{8}{1{,}5} = 5{,}34 ; \qquad \frac{\rho_a\,2{,}15 - \infty}{\rho_{ad}} = 0 ;$$

$$\frac{\rho_a\,4{,}25}{\rho_{ad}} = \frac{7}{2} = 3{,}5 ; \qquad \frac{\rho_a\,4{,}25 - \infty}{\rho_{ad}} = 2{,}4 ;$$

$$\frac{\rho_a\,8{,}4}{\rho_{ad}} = \frac{6}{2} = 3 ; \qquad \frac{\rho_a\,8{,}4 - \infty}{\rho_{ad}} = 2{,}3.$$

În locul raportului $\rho_a\,2{,}15 - \infty / \rho_{ad}$, deoarece nu se face corecția, se va considera $\rho_a\,2{,}15/\rho_{ad}$:

$$\frac{\rho_a\,2{,}15}{\rho_n} = \frac{8}{0{,}8} = 10 ;$$

$$\frac{\rho_a\,4{,}25 - \infty}{\rho_n} = \frac{2{,}4 \times 2}{0{,}8} = 6 ;$$

$$\frac{\rho_a\,8{,}4 - \infty}{\rho_n} = \frac{2{,}3 \times 2}{0{,}8} = 5{,}75.$$

$\rho_i/\rho_n = 11$; d s-a considerat egal cu 250 mm

D_i/d	$\frac{\rho_a\,2{,}15}{\rho_n} = 10$	$\frac{\rho_a\,4{,}25 - \infty}{\rho_n} = 6$	$\frac{\rho_a\,8{,}4 - \infty}{\rho_n} = 5{,}75$
2	8	5,7	6
4	6,5	5,4	5,5
8	4,5	4,5	5,8
16	—	6	5,5

Același strat interpretat prin metoda B. K. Z. în figura 24 *f* 2.

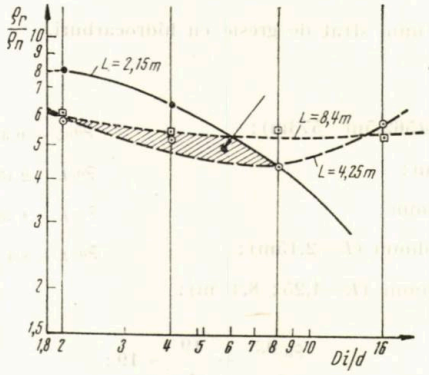


Fig. 24 *f*1. — $\rho_r/\rho_n = 5$; $\rho_r = 5 \times 0{,}8 = 4$ ohmm; $\rho_i/\rho_n = 11$; $\rho_i = 11 \times 0{,}8 = 8{,}8$ ohmm; $D_i/d = 3{,}4$; $D_i = 3{,}4 \times 0{,}243 = 0{,}827$ m; „F" = 13,8 % „Φ" = 24 %.

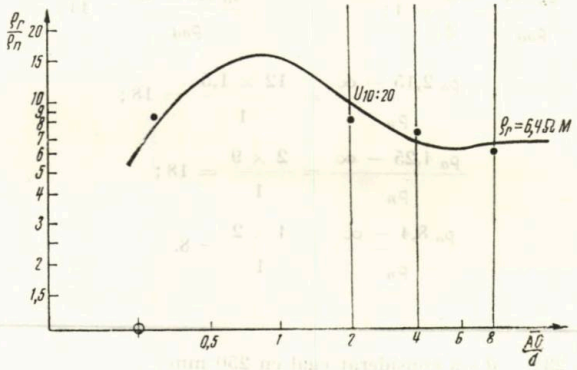


Figura 24 *f*2. — $\rho_i/\rho_{fn} = 13{,}35$; $\rho_i = 13{,}35 \times 0{,}6 = 8$ ohmm; $D_i = 1{,}21$ m; $F_a = 13{,}35$ %; $\Phi_a = 23{,}5$ %. Din curba B. K. Z., $U10 = 20$, se citește $\rho_r = 6{,}4$ ohmm.

FOAIA DE CALCUL NR. 7

Metoda D. R. R. (fig. 24 *g*1, *g*2)

Exemplul 3. Cazul unui strat de gresie cu hidrocarburi.

Date necesare:

$h = 10{,}5$ m(562,5m−573m);

$d = 243$ mm;

$\rho_n = 1$ ohmm;

$\rho_{ad} = 1{,}5$ ohmm (L=2,15m);

$\rho_{ad} = 2{,}0$ ohmm (L=4,25; 8,4 m);

$\rho_{a(L\,=\,0{,}3\text{ m})} = 19$ ohmm;

$\rho_{a(L\,=\,2{,}15\text{ m})} = 35$ „

$\rho_{a(L\,=\,4{,}25\text{ m})} = 30$ „

$\rho_{a(L\,=\,8{,}4\text{ m})} = 8$ „

$$\frac{\rho_a\,0{,}3}{\rho_n} = \frac{19}{1} = 19;$$

$$\frac{\rho_a\,2{,}15}{\rho_{ad}} = \frac{35}{1{,}5} = 23{,}3; \qquad \frac{\rho_a\,2{,}15 - \infty}{\rho_{ad}} = 12;$$

$$\frac{\rho_a\,4{,}25}{\rho_{ad}} = \frac{30}{2} = 15; \qquad \frac{\rho_a\,4{,}25 - \infty}{\rho_{ad}} = 9;$$

$$\frac{\rho_a\,8{,}4}{\rho_{ad}} = \frac{8}{2} = 4; \qquad \frac{\rho_a\,8{,}4 - \infty}{\rho_{ad}} = 44;$$

$$\frac{\rho_a\,2{,}15 - \infty}{\rho_n} = \frac{12 \times 1{,}5}{1} = 18;$$

$$\frac{\rho_a\,4{,}25 - \infty}{\rho_n} = \frac{2 \times 9}{1} = 18;$$

$$\frac{\rho_a\,8{,}4 - \infty}{\rho_n} = \frac{4 \times 2}{1} = 8.$$

$\rho_i/\rho_n = 23$; d s-a considerat egal cu 250 mm

D_i/d	$\frac{\rho_a\,2{,}15 - \infty}{\rho_n} = 18$	$\frac{\rho_a\,4{,}25 - \infty}{\rho_n} = 18$	$\frac{\rho_a\,8{,}4 - \infty}{\rho_n} = 8$
2	11	15,5	8,5
4	15	15	8,4
8	—	14	8
16	—	14,5	7,5

Același strat interpretat prin metoda B. K. Z. în figura 24 *g*2.

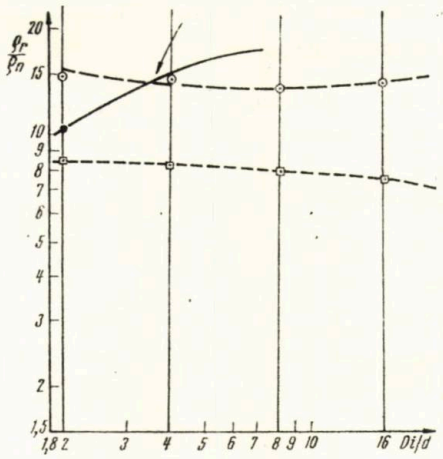


Fig. 24 *g*1. — $\rho_r/\rho_n = 15$; $\rho_r = 15$ ohmm; $\rho_i/\rho_n = 23$; $\rho_i = 23$ ohmm; $D_i = 6{,}4 \times 0{,}243 = 1{,}55$ m (din abacă); $D_i = 3{,}5 \times 0{,}243 = 0{,}85$ m (din construcție); „F" = 28,8 %; „Φ" = 11,8 %.

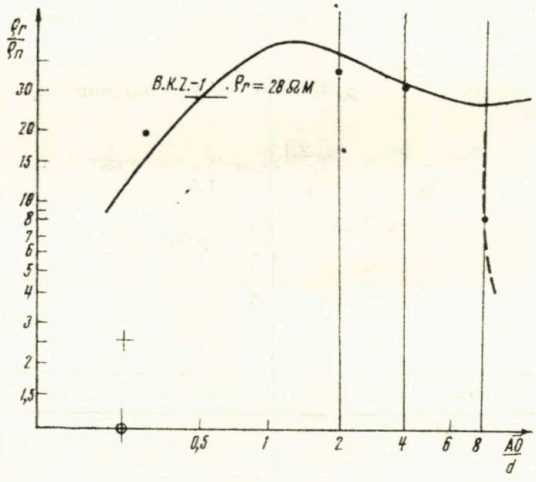


Fig. 24 *g*2. — $\rho_i/\rho_{fn} = 19{,}8$; $\rho_i = 19{,}8 \times 2{,}4 = 47{,}5$m; $D_i = 1{,}94$ m; $F_a = 19{,}8$ %; $\Phi_a = 20$ %. Din curba B. K. Z.— 1 se citește $\rho_r = 28$ ohmm.

FOAIA DE CALCUL NR. 8

Metoda D. R. R. (fig. 24 *h*1, *h*2)

Exemplul 4. Cazul unui strat inundat.
Date necesare :

$h = 2{,}3$ m(1838,2m − 1840,5m),
$d = 243$ mm ;
$\rho_n = 1{,}5$ ohmm ;
$\rho_{ad} = 1$ ohmm ;

$\rho_{a(L=0{,}3\text{m})} = 5{,}2$ ohmm ;
$\rho_{a(L=2{,}15\text{m})} = 1$,,
$\rho_{a(L=4{,}25\text{m})} = 0{,}5$,,
$\rho_{a(L=8{,}4\text{m})} = 0{,}5$,,

$$\frac{\rho_a\ 0{,}3}{\rho_n} = \frac{5{,}3}{1{,}5} = 3{,}46 ; \qquad \frac{\rho_i}{\rho_n} = 3{,}5 ;$$

$$\frac{\rho_a\ 2{,}15}{\rho_{ad}} = \frac{1}{1} = 1 ; \qquad \frac{\rho_a\ 2{,}15 - \infty}{\rho_{ad}} = 0 ;$$

$$\frac{\rho_a\ 4{,}25}{\rho_{ad}} = \frac{0{,}5}{1} = 0{,}5 ; \qquad \frac{\rho_a\ 4{,}25 - \infty}{\rho_{ad}} = 0 ;$$

$$\frac{\rho_a\ 8{,}4}{\rho_{ad}} = \frac{0{,}5}{1} = 0{,}5 ; \qquad \frac{\rho_a\ 8{,}4 - \infty}{\rho_{ad}} = 0.$$

În locul raportului $\rho_{aL} - \infty/\rho_{ad}$ se va considera ρ_a/ρ_{ad}, deoarece nu se poate face corecția ($\rho_{aL} - \infty/\rho_{ad} \leqslant 1$) ;

$$\frac{\rho_a\ 2{,}15}{\rho_{ad}} = 1 ; \qquad \rho_a\ 2{,}15 = 1 \times \rho_{ad} = 1 \times 1 = 1 \text{ ohmm} ;$$

$$\frac{\rho_a\ 4{,}25}{\rho_{ad}} = 0{,}5 ; \qquad \rho_a\ 4{,}25 = 0{,}5 \times 1 = 0{,}5 \text{ ohmm} ;$$

$$\frac{\rho_a\ 8{,}4}{\rho_{ad}} = 0{,}5 ; \qquad \rho_a\ 8{,}4 = 0{,}5 \times 1 = 0{,}5 \text{ ohmm} ;$$

$$\frac{\rho_{aL} - \infty}{\rho_n} = \frac{\rho_a\ 2{,}15}{\rho_n} = \frac{1}{1{,}5} = 0{,}667 ;$$

$$\frac{\rho_a\ 4{,}25}{\rho_n} = \frac{0{,}5}{1{,}5} = 0{,}547 ;$$

$$\frac{\rho_a\ 8{,}4}{\rho_n} = \frac{0{,}5}{1{,}5} = 0{,}34.$$

ρ_i/ρ_n s-a considerat egal cu 5 ; d s-a considerat egal cu 250 mm

D_i/d	$\frac{\rho_a\ 2{,}15}{\rho n} = 0{,}667$	$\frac{\rho_a\ 4{,}25}{\rho_n} = 0{,}34$	$\frac{\rho_a\ 8{,}4}{\rho_n} = 0{,}34$
2	0,69	0,37	0,34
4	0,53	0,38	0,35
8	—	—	0,38
16	—	—	0,34

Același strat interpretat prin metoda B. K. Z. în figura 24 *h*2.

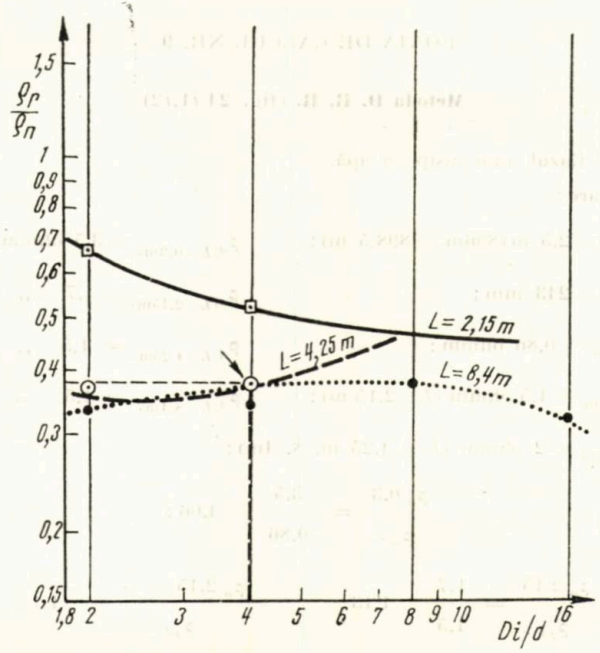


Fig. 24 *h*1. — Din grafic $\rho_r/\rho_n = 0{,}37$; $\rho_r = 0{,}37 \times 1{,}5 = 0{,}57$ ohmm ; $\rho_i/\rho_n = 3{,}5$; $\rho_i = 3{,}5 \times 1{,}5 = 5{,}25$ ohmm ; $D_i/d =$ $= 4$ (din grafic) ; $D_i = 4 \times 0{,}243 = 0{,}972$ m ; „F" $= \frac{\rho_i}{\rho_{fn}} =$ $= \frac{3{,}5}{0{,}8 \times 1{,}5} = 2{,}7\%$; „Φ" $= 50\%$ (pentru $m = 2{,}15$).

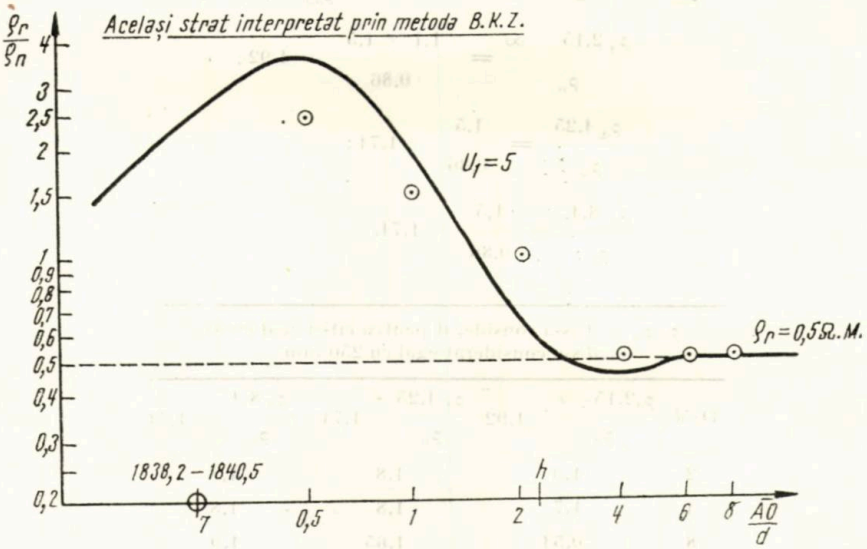


Fig. 24 *h*2. — $\rho_i = 1{,}7$ ohmm (pentru dispozitive cu rază mică de investigație) ; $F_{a1} =$ $= \rho_i/\rho_{fn} = 1{,}7/1 \times 0{,}8 = 2{,}12\%$; $F_{a2} = \rho_i/\rho_{fn} = 3{,}5\%$; $\Phi_{a2} = 44\%$. Din calcul, $\rho_i = 3{,}5$ ohmm ; $D_i = 1{,}045$ m ; din curba B. K. Z., $U1 = 5$, se citește $\rho_r = 0{,}5$ ohmm.

FOAIA DE CALCUL NR. 9

Metoda D. R. R. (fig. 24 *i*1,*i*2)

Exemplul 5. Cazul unui nisip cu apă.

Date necesare:

$h = 2{,}5$ m (896m − 898,5 m); $\rho_{a(L=0{,}3m)} = 3{,}5$ ohmm;

$d = 243$ mm; $\rho_{a(L=2{,}15m)} = 1{,}7$,,

$\rho_n = 0{,}86$ ohmm; $\rho_{a(L=4{,}25m)} = 1{,}5$,,

$\rho_{ad} = 1{,}5$ ohmm ($L = 2{,}15$ m); $\rho_{a(L=8{,}4m)} = 1{,}5$,,

$\rho_{ad} = 2$ ohmm ($L = 4{,}25$ m, 8, 4m);

$$\frac{\rho_a\, 0{,}3}{\rho_n} = \frac{3{,}5}{0{,}86} = 4{,}06;$$

$$\frac{\rho_a\, 2{,}15}{\rho_{ad}} = \frac{1{,}7}{1{,}5} = 1{,}13; \qquad \frac{\rho_a\, 2{,}15 - \infty}{\rho_{ad}} = 1{,}1;$$

$$\frac{\rho_a\, 4{,}25}{\rho_{ad}} = \frac{1{,}5}{2} = 0{,}75; \qquad \frac{\rho_a\, 4{,}25 - \infty}{\rho_{ad}} = 0;$$

$$\frac{\rho_a\, 8{,}4}{\rho_{ad}} = \frac{1{,}5}{2} = 0{,}75; \qquad \frac{\rho_a\, 8{,}4 - \infty}{\rho_{ad}} = 0;$$

$$\frac{\rho_a\, 2{,}15 - \infty}{\rho_n} = \frac{1{,}1 \times 1{,}5}{0{,}86} = 1{,}92;$$

$$\frac{\rho_a\, 4{,}25}{\rho_n} = \frac{1{,}5}{0{,}86} = 1{,}74;$$

$$\frac{\rho_a\, 8{,}4}{\rho_n} = \frac{1{,}5}{0{,}86} = 1{,}74.$$

$\rho_i/\rho_n = 4$ (s-a considerat pentru citiri egal cu 5);
d s-a considerat egal cu 250 mm

D_i/d	$\frac{\rho_a 2{,}15-\infty}{\rho_n} = 1{,}92$	$\frac{\rho_a\, 4{,}25}{\rho_n} = 1{,}74$	$\frac{\rho_a\, 8{,}4}{\rho_n} = 1{,}74$
2	1,9	1,8	1,8
4	1,7	1,8	1,8
8	0,54	1,65	1,9
16	—	0,54	1,8

Același strat interpretat prin metoda B. K. Z. în figura 24 *i* 2.

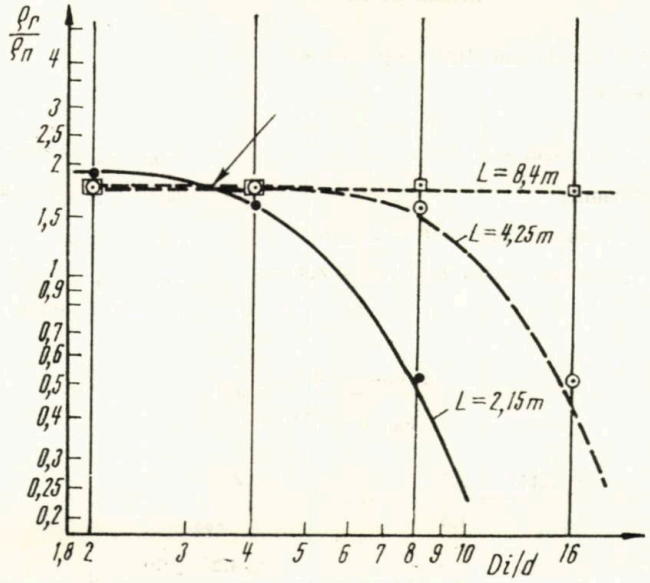


Fig. 24 *i*1. — $\rho_r/\rho_n = 1{,}8$; $\rho_r = 1{,}8 \times 0{,}86 = 1{,}55$ ohmm ; $\rho_i/\rho_n = 4$; $\rho_i = 4 \times 0{,}86 = 3{,}44$ ohmm ; $D_i = 3{,}4 \times 0{,}243 = 0{,}825$ m (din grafic) ; $D_i = 0$ (din abacă) ; „F" $= 4/0{,}8 = 5\%$; „Φ" $= 37\%$.

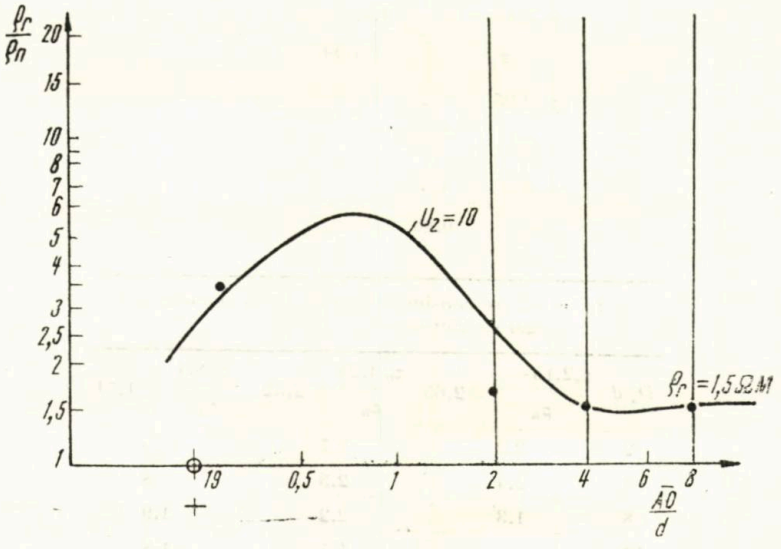


Fig. 24 *i*2. — $\rho_i/\rho_{fa} = 1{,}39$; $\rho_i = 1{,}39 \times 0{,}72 = 1$ ohmm ; $D_i = 0$; $F_a = 1{,}39\ \%$; $\Phi_a = 64{,}5\ \%$; din curba B. K. Z., U2 = 10 se citește $\rho_r = 1{,}5$ ohmm.

FOAIA DE CALCUL NR. 10

Metoda D. R. R. (Fig. 24 *j*1, *j*2)

Exemplul 6. Cazul unui strat nisipos cu apă.

Date necesare:

$h = 5{,}5$ m (852m—857,5m);

$d = 243$ mm;

$\rho_{ad} = 1{,}5$ ohmm, pentru $L = 2{,}15$ m;

$\rho_{ad} = 2$ ohmm, pentru $L = 4{,}25$ și 8,4 m;

$\rho_{a(L=0{,}3\ m)} = 3{,}5$ ohmm;

$\rho_{a(L=2{,}15\ m)} = 2{,}5$ „

$\rho_{a(L=4{,}25\ m)} = 2$ „

$\rho_{a(L=8{,}4\ m)} = 1{,}5$ „

$\rho_n = 0{,}86$ ohmm;

$$\frac{\rho_a\,0{,}3}{\rho_n} = \frac{3{,}5}{0{,}86} = 4{,}1;$$

$$\frac{\rho_a\,2{,}15}{\rho_{ad}} = \frac{2{,}5}{1{,}5} = 1{,}67; \qquad \frac{\rho_a\,2{,}15 - \infty}{\rho_{ad}} = 1{,}52;$$

$$\frac{\rho_a\,4{,}25}{\rho_{ad}} = \frac{2}{2} = 1; \qquad \frac{\rho_a\,4{,}25 - \infty}{\rho_{ad}} = 0;$$

$$\frac{\rho_a\,8{,}4}{\rho_{ad}} - \frac{1{,}5}{2} = 0{,}75; \qquad \frac{\rho_a\,8{,}4 - \infty}{\rho_{ad}} = 0;$$

$$\frac{\rho_a\,2{,}15 - \infty}{\rho_n} = \frac{1{,}52 \times 1{,}5}{0{,}86} = 2{,}65;$$

$$\frac{\rho_a\,4{,}25}{\rho_n} = \frac{2}{0{,}86} = 2{,}32;$$

$$\frac{\rho_a\,8{,}4}{\rho_n} = \frac{1{,}5}{0{,}86} = 1{,}74.$$

$\rho_i/\rho_n = 4{,}2$ (se consideră egal cu 5); d se consideră egal cu 250 mm

D_i/d	$\frac{\rho_a 2{,}15-\infty}{\rho_n} = 2{,}65$	$\frac{\rho_a\,4{,}25}{\rho_n} = 2{,}32$	$\frac{\rho_a\,8{,}4}{\rho_n} = 1{,}74$
2	2,2	2,7	1,75
4	2,4	2,3	1,8
8	1,3	2,2	1,9
16	—	1,5	1,8

Același strat interpretat prin metoda B. K. Z. în figura 24 *j*2.

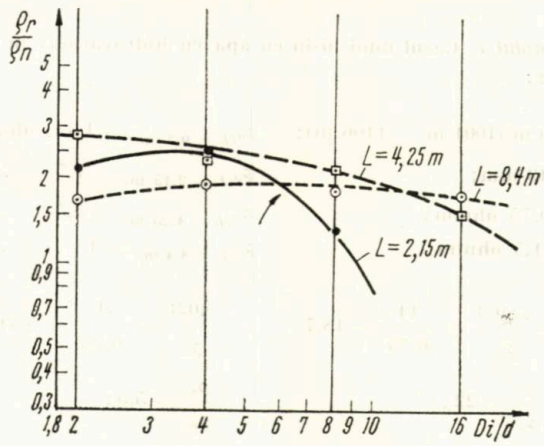


Fig. 24 *j*1. — $\rho_r/\rho_n = 1{,}8$; $\rho_r = 1{,}8 \times 0{,}86 = 1{,}55$ ohmm; $\rho_i/\rho_n = 4{,}2$; $\rho_i = 4{,}2 \times 0{,}86 = 3{,}6$ ohmm; $D_i/d = 0$ (din abacă); $D_i/d = 6$ (din construcție); $D_i = 6 \times 0{,}243 = 1{,}458$ m; „F" $= 4{,}2$ $(1/0{,}8) = 5{,}25$ %; „Φ" $= 37$ %.

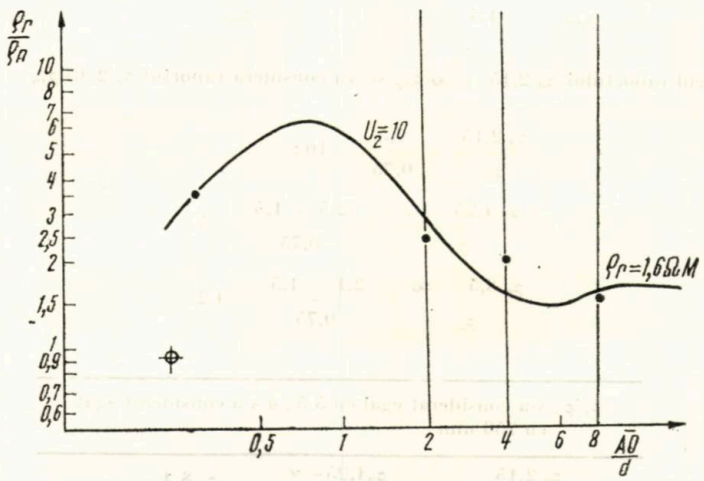


Fig. 24 *j*2. — $\rho_i/\rho_{fn} = 2{,}5$; $\rho_i = 2{,}5 \times 0{,}8 = 2$ ohmm; $D_i = 0$; $F_a = 2{,}5$ %; $\Phi_a = 52$ %; din curba B. K. Z., $U2 = 10$, se citește $\rho_r = 1{,}6$ ohmm.

FOAIA DE CALCUL NR. 11

Metoda D. R. R. (fig. 24 *k*1, *k*2)

Exemplul 7. Cazul unui nisip cu apă cu hidrocarburi în capac.
Date necesare:

$h = 15$ m (1091 m — 1106 m); $\rho_{a(L = 0{,}3\ m)} = 14(4)$ ohmm;
$d = 243$ mm; $\rho_{a(L = 2{,}15\ m)} = 7{,}5$,,
$\rho_n = 0{,}75$ ohmm; $\rho_{a(L = 4{,}25\ m)} = 5{,}5$,,
$\rho_{ad} = 1{,}5$ ohmm; $\rho_{a(L = 8{,}4\ m)} = 4$,,

$$\frac{\rho_a\,0{,}3}{\rho_n} = \frac{14}{0{,}75} = 18{,}7; \qquad \frac{\rho 0{,}3}{\rho_n} = \frac{4}{0{,}75} = 5{,}34;$$

$$\frac{\rho_i}{\rho_n} = 22; \qquad \frac{\rho_i}{\rho_n} = 5{,}5;$$

$$\frac{\rho_a\,2{,}15}{\rho_{ad}} = \frac{7{,}5}{1{,}5} = 5; \qquad \frac{\rho_a\,2{,}15 - \infty}{\rho_{ad}} = 0;$$

$$\frac{\rho_a\,4{,}25}{\rho_{ad}} = \frac{5{,}5}{1{,}5} = 3{,}67; \qquad \frac{\rho_a\,4{,}25 - \infty}{\rho_{ad}} = 2{,}5;$$

$$\frac{\rho_a\,8{,}4}{\rho_{ad}} = \frac{4}{1{,}5} = 2{,}67; \qquad \frac{\rho_a\,8{,}4 - \infty}{\rho_{ad}} = 2{,}1.$$

În locul raportului $\rho_a\,2{,}15 - \infty/\rho_{ad}$ se va considera raportul $\rho_a\,2{,}15/\rho_{ad}$:

$$\frac{\rho_a\,2{,}15}{\rho_n} = \frac{7{,}5}{0{,}75} = 10;$$

$$\frac{\rho_a\,4{,}25 - \infty}{\rho_n} = \frac{2{,}5 \times 1{,}5}{0{,}75} = 5;$$

$$\frac{\rho_a\,8{,}5 - \infty}{\rho_n} = \frac{2{,}1 \times 1{,}5}{0{,}75} = 4{,}2.$$

ρ_i/ρ_n s-a considerat egal cu 5,5; d s-a considerat egal cu 250 mm

D_i/d	$\frac{\rho_a\,2{,}15}{\rho_n} = 10$	$\frac{\rho_a 4{,}25 - \infty}{\rho_n} = 5$	$\frac{\rho_a\,8{,}4 - \infty}{\rho_n} = 4{,}2$
2	8,2	4,7	4,3
4	8	4,5	4,2
8	10	2	4,2
16	20	—	4,2

Același strat interpretat prin metoda B. K. Z. în figura 24 *k*2.

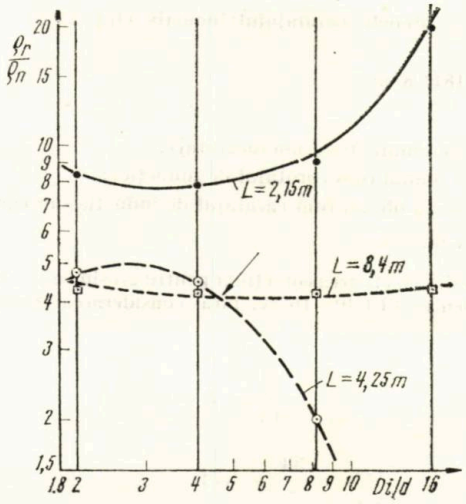


Fig. 24 *k*1. — $\rho_r/\rho_n = 4{,}2$; $\rho_r = 4{,}2 \times 0{,}75 = 3{,}15$ ohmm; $\rho_i/\rho_n = 5{,}5$; 22; $\rho_{i1} = 5{,}5 \times 0{,}75 = 4{,}13$ ohmm; $\rho_{i2} = 22 \times 0{,}75 = 16{,}5$ ohmm; $D_i/d = 6{,}4$ (din abacă); $D_{i1} = 6{,}4 \times 0{,}243 = 1{,}56$ m; $D_{i2} = 4{,}6 \times 0{,}243 = 1{,}12$ m (din construcție); „F_1" = 5,5 (1/0,8) = 6,9%; „Φ"$_1$ = 32%; „F"$_2$ = 22(1/0,8) = 27,5%; „Φ"$_2$ = 17%.

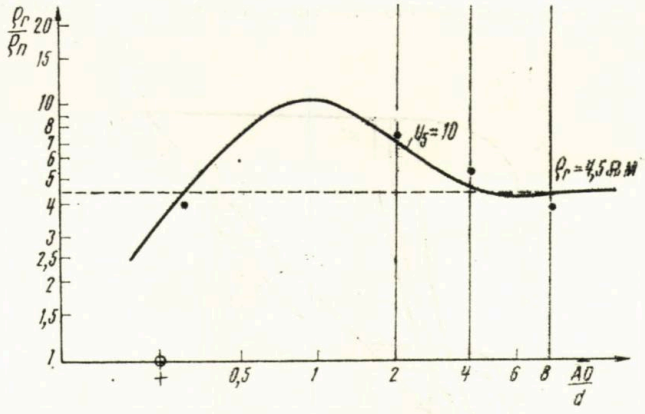


Fig. 24 *k*2. — $\rho_{i1}/\rho_{fn} = 19{,}5$; $\rho_{i1} = 19{,}5 \times 0{,}9 = 17{,}6$ ohmm (capac); $\rho_{i2}/\rho_{fn} = 7{,}1$; $\rho_{i2} = 7{,}1 \times 0{,}9 = 6{,}4$ ohmm; $D_{i1} = 0{,}414$ m; $D_{i2} = 0{,}97$ m; $F_{a1} = 7{,}1\%$; $\Phi_{a1} = 32\%$; $F_{a2} = 19{,}5\%$; $\Phi_{a2} = 20\%$; din curba B. K. Z., *U*5 = 10, se citește $\rho_r = 4{,}5$ ohmm.

FOAIA DE CALCUL NR. 12

Metoda carotajului inductiv (fig. 24 *l*)

Stratul 1808,4—1811,8 m.

Date necesare:

$\rho_{xo} = 33$ ohmm (din microcarotaj);

$\rho_{IL} = 7$ ohmm (din carotajul de inducție);

$\rho_{16''N} = 13$ ohmm (din carotajul de inducție sau carotajul electric);

$h = 3{,}4$ m.

Exemplul nu necesită efectuarea corecțiilor pentru grosimea stratului și a efectului pelicular. Din abaca construită pentru 6FF40+16″*N*, fără considerarea zonei conductive annulus, se determină:

$$\frac{\rho_{xo}}{\rho_{16''N}} = \frac{33}{13} = 2{,}54;$$

$$\frac{\rho_{xo}}{\rho_{IL}} = \frac{33}{7} = 4{,}7;$$

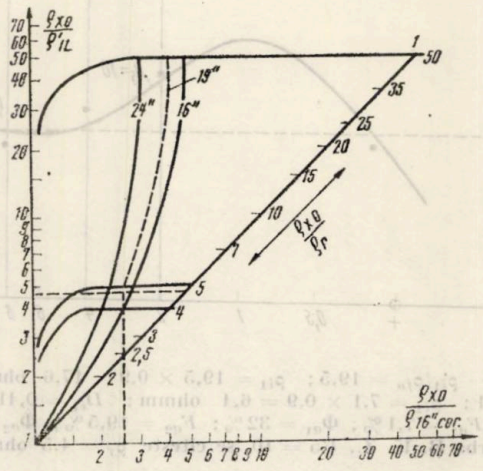
$$\frac{\rho_{xo}}{\rho_r} = 4{,}7;$$

$$\rho_r = \frac{33}{4{,}7} = 7 \text{ ohmm};$$

$$D_i = 0{,}482 \text{ m}.$$

Metoda nu se poate aplica în acest caz, condiția $\rho_{in}/\rho_{ai} > 20$ nefiind satisfăcută.

Cu ajutorul metodei Guyod-Pranglin s-a determinat $\rho_r = 3{,}57$ ohmm.



Primit la redacție la 18 iulie 1972.

ÉTUDE COMPARATIVE DES MÉTHODES DE DÉTERMINATION PRATIQUE DE LA RÉSISTIVITÉ SPÉCIFIQUE DES COUCHES

(Résumé)

L'étude comparative des méthodes proposées par la littérature pour la déterminaison de la résistivité spécifique des couches traversées par un forage met dans une nouvelle lumière la possibilité du choix des méthodes les plus adéquates des mesurages, exécutables dans un temps de solution minimale. Dans ce but sont présentés critiquement les procédés d'investigation, sous leur forme appliquée, du paramètre physique mentionné. Les résultats obtenus par les méthodes proposées dirigent vers l'établissement de quelques critères d'emploi de ces méthodes pour la détermination de la résistivité spécifique des couches (pétrolifères) de notre pays.

BIBLIOGRAFIE

1. L. M. Alpin, *Paletki Bakavovo Zondirovania (B. K. Z.)*, Moskva, Gostoptehizdat, 1958.
2. R. Dadone, *Interpretation quantitative des diagrammes électriques*, Bases Théoretiques. Revue de l'Institut Français et annales des combustibles liquides. Iuillet 1955.
3. V. N. Dahnov, *Interpretarea rezultatelor cercetării geofizice a profilelor de sondă*. București, Edit. tehnică, 1961.
4. H. Guyod, J. A. Pranglin, *Analysis Charts For The Determination of True Resistivity From Electric Logs*, Houston, Texas, 1959.
5. J. Hefferan, O. B. Delgadillo, J. Bujanos, *Osnovi gheofiziceskogo issledovania skvajin*, Moskva, 1960.
6. S. G. Itenberg, *Promislovaia gheofizica*, Moskva, 1961.
7. G. Kunetz, I. P. Rocroi, *Prelucrarea automată a sondajelor electrice*. Geophysical Prospecting, **XVIII**, 2, 157—198 (1970).
8. V. Negoiță, *Determinarea rezistivității reale a straielor prin trei curbe gradiente și una potențială*. Biblioteca I. C. P., Ploiești, 1967.
9. A. Neguț, P. Georgescu, *Geofizica de sondă*, București, Edit. didactică și pedagogică, 1967.
10. S. J. Pirson, *Handbook of Well Log Analysis For Oil And Gas Formation Evaluation*. N. J., Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, 1963.
11. P. G. A. C., *Quantitative Loganalysis Handbook*, Texas, 1951.
12. Schlumberger, *Log Interpretation. Principles*, Paris, 1966.
13. Schlumberger, Well Surveyng Corporation. Document nr. 4, Interpretation Hand-Book for Rezistivity Logs.
14. N. N. Zefirov, Z. I. Keivsar, *Komplekt paletok dlia interpretații danih electriceskogo rastvora karotaja*, Moskva, 1966.
15. P.G.A.C., *Quantitative Loganalysis Handbook*, 7730 Scott Street, Houston, Texas, P.O.Box 14524.

OBSZ. MŰSZAKI KÖNYVTÁRA DOKUMENTÁCIÓS KÖZPONT 1883

REVISTELE PUBLICATE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE

- SERIA GEOLOGIE
- SERIA GEOFIZICĂ
- SERIA GEOGRAFIE

REVUE ROUMANIE DE GÉOLOGIE, GÉOPHYSIQUE ET GÉOGRAPHIE

- SÉRIE DE GÉOLOGIE
- SERIE DE GÉOPHYSIQUE
- SÉRIE DE GÉOGRAPHIE

REVISTA STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE, SERIA GEOFIZICĂ

publică studii şi cercetări originale, lucrări de disertaţie şi de ansamblu, comunicări şi note din domeniile :

- geomagnetism şi prospecţiuni magnetice,
- gravimetrie,
- seismologie şi prospecţiuni seismice,
- fizica atmosferei şi ionosferei,
- electrometrie.

Manuscrisele se vor preda în două exemplare dactilografiate la două rînduri, iar formulele vor fi scrise clar şi citeţ cu cerneală, specificîndu-se pe margine sau prin sublinieri de diferite culori caracterele de literă sau semnele speciale. Fiecare exemplar va fi însoţit de figurile şi de graficele care se vor desena în tuş pe hîrtie de calc, de exemplificaţia figurilor, de tabele şi bibliografie. Indicaţiile bibliografice se vor da în următoarea ordine : numele complet al autorului, titlul revistei, volumul, pagina, anul (între paranteze). Pentru cărţi se vor da titlul integral, editura, locul şi anul de apariţii.

REVISTELE PUBLICATE ÎN EDITURA ACADEMIEI
REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE

- SERIA GEOLOGIE
- SERIA GEOFIZICĂ
- SERIA GEOGRAFIE

REVUE ROUMAINE DE GÉOLOGIE, GÉOPHYSIQUE ET GÉOGRAPHIE

- SÉRIE DE GÉOLOGIE
- SÉRIE DE GÉOPHYSIQUE
- SÉRIE DE GÉOGRAPHIE

REVISTA
STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE,
SERIA GEOFIZICĂ

BCU Cluj / Sala 22

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

IULIU POP, **Magnetismul pământurilor rare**, 1968, 416 p., 28 lei.

A. CIŞMAN, B. F. ROTHENSTEIN, A. POLICEC, **Fenomene fizice în metale feromagnetice solicitate**, 1968, 150 p., 8 lei.

P. ŞANDRU şi A. ŢOPA, **Radionuclizii**, 1968, 335 p., 16 lei.

C. CONSTANTINESCU şi A. GLODEANU, **Stări locale în semiconductori**, 1967, 436 p., 24 lei.

E. GASPAR şi M. ONCESCU, **Introducere în radiohidrologie**, 1967, 344 p., 20,50 lei.

CARMEN SABĂU, **Schimbul ionic. Teoria şi aplicaţiile sale în chimia analitică**, 1967, 307 p., 12 lei.

D. N. POENARU şi N. VÎLCOV, **Măsurarea radiaţiilor nucleare cu dispozitive semiconductoare**, 1967, 374 p., 17 lei.

BICA IONESI, **Stratigrafia depozitelor miocene de platformă dintre valea Siretului şi valea Moldovei**, 1968, 396 p. + 41 pl., 21,50 lei.

D. RĂDULESCU, R. DIMITRESCU, **Mineralogia topografică a României**, 1967, 377 p. + 1 pl., 21 lei.

V. MUTIHAC, **Structura geologică a compartimentului nordic din sinclinalul marginal extern (Carpaţii Orientali)**, 1968, 127 p., 1 pl., 7,75 lei.

D. PATRULIUS, **Geologia Masivului Bucegi şi a culoarului Dîmboviţioara**, 1969, 324 p., 13 pl., 28 lei.

ION MÂRZA, **Evoluţia unităţilor cristaline din sud-estul Munţilor Mare**, 1969, 167 p., 12 pl., 14 lei.

V. IANOVICI şi colab., **Evoluţia geologică a Munţilor Metaliferi**, 1969, 743 p., 40 pl., 55 lei.

AL. KISSLING, **Studii mineralogice şi petrografice în zona de exoskarn de la Ocna de Fier (Banat)**, 1967, 172 p., 2 pl., 9 lei.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 11, NR. 1, P. 1—190, BUCUREŞTI, 1973

I.P.I. — c. 2626

43867

Lei 40.—

F 1578

R

REFERÁLVA

STUDII ȘI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE

SERIA

GEOFIZICĂ

2

TOMUL 11

1973

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMANIA

COMITETUL DE REDACȚIE

Academician SABBA ȘTEFĂNESCU, **redactor responsabil**; LIVIU CONSTANTINESCU, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, **redactor responsabil adjunct**; academician TH. V. IONESCU; I. GAVĂT, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, **membri**; DOREL ZUGRĂVESCU, **secretar științific de redacție**.

La revue „Studii și cercetări de geologie-geofizică-geografie", seria Geofizică, paraît 2 fois par an. Toute commande de l'étranger sera adressée à Întreprinderea *Rompresfilatelia*, Boîte postale 2001, telex 011631, Bucarest, Roumanie, ou à ses représentantes à l'étranger. En Roumanie, vous pourrez vous abonner par les bureaux de poste ou chez votre facteur.

Revista apare de două ori pe an.
În țară, abonamentele se primesc la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii poștali și difuzorii de presă din întreprinderi și instituții. Revistele se pot procura (direct sau prin poștă) și prin PUNCTUL DE DESFACERE din cadrul Editurii Academiei. Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice altă corespondență, se trimit la Comitetul de redacție al revistei, pe adresa: București, Bd. Ana Ipătescu, nr. 21.

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE
SERIA

GEOFIZICĂ

TOMUL 11, NR. 2 1973

SUMAR

Pag.

M. VISARION, E. ALI-MEHMED şi P. POLONIC, Studiul integrat al datelor geofizice privind morfologia şi structura fundamentului cristalin în Depresiunea Transilvaniei 193

T. IOSIF şi SIEGLINDE IOSIF, Date asupra structurii scoarţei şi mantalei terestre 203

S. SPÂNOCHE şi P. CRISTEA, O soluţie pentru interpretarea măsurătorilor seismice subterane prin metoda reflexiei 221

VALERIA WINTER, Studiu informaţional al opacităţii atmosferice 231

C. DEMETRESCU, Conductivitatea termică a unor roci din R.S. România . . 255

M. VISARION, VL. ŞTEFLEA, M. IANĂŞ, ADRIANA SCHLIER şi V. ŞMALBERGHER, Utilizarea seriilor duble Fourier pentru interpretarea datelor gravimetrice măsurate în reţea neuniform spaţiată, cu aplicaţie într-o zonă din Moldova centrală 263

V. ŞTEFLEA, M. IANĂŞ şi V. ŞMALBERGHER, Studiul anomaliilor gravimetrice şi magnetice singenetice cu ajutorul calculului electronic 277

M. VISARION, V. ŞTEFLEA, M. IANĂŞ şi V. ŞMALBERGHER, Analiza combinată a anomaliilor gravimetrice şi magnetice din zona Găbud (Depresiunea Transilvaniei) 285

V. ROŞCA, S. RĂDAN şi S. RĂDAN, Magnetizarea termoremanentă a unor argile neogene din Oltenia de NV 303

N. ALEXANDREANU, M. CRISTEA, DOINA IONAŞCU, R. PESKY şi MARIA SURDULESCU, Contribuţii la prelucrarea datelor geofizice cu ajutorul calculatoarelor mici 315

V. NEGOIŢĂ, Interpretarea cantitativă a diagrafiilor obţinute prin metoda D.R.R. 327

S. IORDACHE, Contribuţia diagrafiei geofizice la investigarea sulfurilor complexe din forajele de explorare 343

ST. CERC. GEOL., GEOGR., GEOFIZ., SERIA GEOFIZ., TOM. 11, NR. 2, P. 191—358, BUCUREŞTI, 1973

STUDIUL INTEGRAT AL DATELOR GEOFIZICE PRIVIND MORFOLOGIA ŞI STRUCTURA FUNDAMENTULUI CRISTALIN ÎN DEPRESIUNEA TRANSILVANIEI

DE

MARIUS VISARION, ERDUGAN ALI-MEHMED şi PAMFIL POLONIC

Institutul de geofizică aplicată, Bucureşti, str. Izvor nr. 78

1. INTRODUCERE

Începînd din a doua jumătate a secolului trecut, Depresiunea Transilvaniei a făcut obiectul a numeroase cercetări geologice, care au adus contribuţii importante referitoare îndeosebi la stratigrafia şi tectonica depozitelor de cuvertură.

Necesitatea creşterii gradului de cunoaştere geologică a structurii de adîncime a determinat executarea unui volum important de prospecţiuni geofizice, urmate de investigarea fundamentului şi a formaţiunilor sedimentare vechi prin cîteva sonde de referinţă.

În vederea valorificării pe plan geologic regional a datelor obţinute s-au elaborat o serie de lucrări de sinteză, dintre care unele au fost publicate [1], [3], [4], [5], [8], [14], [16]. Aceste lucrări au furnizat date preţioase cu privire la relieful şi compoziţia petrografică a fundamentului cristalin, la elementele cîmpului de fracturi regionale, precum şi indicaţii asupra dispoziţiei spaţiale a formaţiunilor pretortoniene.

La gradul actual de cunoaştere a structurii adînci a Depresiunii Transilvaniei a apărut posibilitatea ca, prin interpretarea integrată a rezultatelor cercetărilor geofizice, să se obţină informaţii noi asupra caracteristicilor morfologice şi structurale ale fundamentului cristalin. Lucrarea prezintă o tentativă de hartă structurală, care oferă o imagine inedită a principalelor arii de ridicare şi de afundare ale fundamentului şi a sistemelor de fracturi ce au facilitat în unele sectoare punerea în loc a unor importante mase de roci eruptive.

2. COMPETENŢA METODELOR GEOFIZICE LA STUDIUL STRUCTURII GEOLOGICE ADÎNCI A DEPRESIUNII TRANSILVANIEI

Studiile întreprinse în ultimele două decenii au arătat că seismometria de reflexie şi de refracţie, aeromagnetometria şi gravimetria con-

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM 11, NR. 2, P. 193–201, BUCUREŞTI, 1973

tribuie, cu ponderi diferite, la crearea unei imagini de ansamblu asupra structurii geologice adînci a depresiunii.

Principalele informaţii asupra morfologiei fundamentului au fost furnizate de cercetările seismometrice. Rezultatele cercetărilor seismometrice de refracţie, deşi uneori neconcludente, au oferit cîteva elemente valoroase pentru studiul evoluţiei spaţiale a fundamentului cristalino-mezozoic. În secţiunile de adîncime s-au identificat două orizonturi refractatoare de importanţă regională, şi anume : orizontul (K), urmărit îndeosebi pe zone de ridicare ale fundamentului cristalin, şi orizontul (M), urmărit pe zone depresionare şi atribuit suprafeţei calcarelor mezozoice [14]. Aceste orizonturi s-au urmărit simultan numai uneori, pe intervale foarte mici, deoarece contrastul de viteze dintre şisturile cristaline şi formaţiunile mezozoice este redus.

Analiza rezultatelor oferite de seismometria de refracţie, în lumina datelor furnizate de unele foraje adînci, semnalează existenţa unor neconcordanţe, determinate de alunecarea orizonturilor de referinţă pe formaţiuni geologice diferite. Ele sînt mai frecvente în zonele depresionare, unde orizontul (K) trece pe formaţiuni mezozoice sau chiar paleogene.

Limitările seismometriei de refracţie şi numărul redus de profile executate au condus la examinarea posibilităţilor de folosire a seismometriei de reflexie la studiul evoluţiei spaţiale a fundamentului. Suprafaţa fundamentului nu se comportă, în general, ca orizont reflectator. De aceea, pe secţiunile seismice, suprafaţa cristalinului s-a trasat pornind de la punctele în care şisturile cristaline au fost interceptate de foraje. Între foraje, schiţarea suprafeţei fundamentului s-a realizat pe baza orizonturilor reflectatoare din cuprinsul formaţiunilor pretortoniene, în ipoteza că ele mulează formele de relief ale acestuia.

La elucidarea problemelor geologice referitoare la structura adîncă a depresiunii contribuie şi metodele potenţiale, deşi acestea dau numai indicaţii globale. Interpretarea anomaliilor cartate este mai dificilă, deoarece ele cumulează efectele tuturor neomogenităţilor din cuvertura sedimentară şi din fundament.

Informaţiile asupra proprietăţilor magnetice ale rocilor şi formaţiunilor geologice, deşi limitate, arată că şisturile cristaline şi depozitele sedimentare acoperitoare sînt slab magnetizate. De aceea se poate considera că majoritatea anomaliilor magnetice regionale cartate pe aria Depresiunii Transilvaniei îşi au sediul în fundament, care implicit trebuie să aibă o constituţie petrografică pronunţat neomogenă. Intensa activitate magmatică, cu paroxisme în jurasic-cretacic şi în neogen, care a avut loc în sectoarele limitrofe regiunii studiate, este în măsură, prin extrapolare şi în acord cu rezultatele unor foraje adînci executate pe teritoriul Transilvaniei, să justifice imaginea complicată a variaţiilor cîmpului geomagnetic.

Cercetarea gravimetrică aduce de asemenea informaţii asupra alcătuirii geologice a fundamentului. Interpretarea anomaliilor cartate este însă mai dificilă, deoarece ele cumulează efectele unor surse plasate la diverse niveluri pe verticală. Diferenţierea după densitate a principalelor formaţiuni geologice arată că ele se înscriu în patru categorii distincte, şi anume : formaţiunile cristaline şi mezozoice pînă la cretacicul mediu inclusiv, formaţiunile cretacic-superioare, paleogene şi miocen-inferi-

oare, formațiunile miocen-superioare și formațiunile pliocene. Ținînd seama de grosimea formațiunilor respective, se poate considera că anomalia regională a gravitației este produsă de trei contraste pozitive de masă, cu ponderi diferite de la sector la sector. Pe lîngă acestea, trebuie luat în considerare și contrastul de masă realizat de prezența unor magmatite bazice, cu volume importante.

Anomaliile gravimetrice și magnetice, cu cel mai înalt grad de regionalitate, reflectă însă și o sursă foarte adîncă, de natură crustală.

3. RELAȚIILE DINTRE STRUCTURA SCOARȚEI ȘI MORFOSTRUCTURA FUNDAMENTULUI CRISTALIN

Informații calitative asupra structurii geologice de mare adîncime a Depresiunii Transilvaniei au furnizat cercetările aeromagnetice și gravimetrice.

Studiul referitor la grosimea scoarței pe teritoriul Transilvaniei, deși este bazat numai pe date gravimetrice și, în consecință, rezultatele obținute pot fi afectate de erori importante, sugerează o ridicare a suprafețelor Mohorovičić și Conrad în zona centrală a depresiunii [12]. Pe de altă parte, anomalia magnetică majoră de la Pogăceaua, extinsă pe o suprafață de peste 7 000 km^2, are de asemenea o cauză crustală, materializată de poziția elevată a stratului bazaltic. Încercările de reconstituire prin calcul a anomaliei gravității și anomaliei magnetice au condus la soluții care sînt în acord cu această interpretare calitativă [3]. Pornind de la aceste considerații, originea corpurilor eruptive din Transilvania, postulate pe baza anomaliilor magnetice cartate, poate fi explicată ca fiind legată direct de ridicarea maselor bazice intracrustale.

Avînd în vedere cele expuse, trebuie să admitem că, deși fundamentul cristalin prezintă caractere carpatice după datele de foraj, structura lui generală nu poate fi atît de suplă încît să fie însoțită și de o tendință de formare a unor rădăcini sialice. În consecință, prelungirea în fundament a unor structuri în pînză, cunoscute pe ramă, nu poate fi luată în considerare decît în zonele periferice ale depresiunii. În acest mod se acceptă ipoteza care admite existența unui fundament relativ cratonizat în zona centrală, cu treceri laterale spre un fundament mai suplu, în stil alpin [7], [8].

Pornind de la aceste considerații, prin interpretarea complexă a datelor geofizice și geologice de foraj s-a creat cadrul necesar separării principalelor elemente morfostructurale ale fundamentului Depresiunii Transilvaniei. Rezultatele obținute sînt concretizate într-o tentativă inedită de hartă structurală la suprafața fundamentului cristalin, reprodusă în planșa I [1]. Ea are un pronunțat caracter calitativ, determinat de dificultățile întîmpinate de cercetarea seismometrică în urmărirea acestei limite de separație. Aceste dificultăți sporesc în partea estică a depresiunii, unde, informațiile seismice de adîncime fiind reduse, trebuie să se apeleze la rezultatele cercetărilor gravimetrice pentru

[1] M. Visarion, E. Ali-Mehmed, P. Polonic și R. Ștefănescu, *Sinteza lucrărilor geofizice executate pe aria Depresiunii Transilvaniei*, zona centrală, Arhiva I.G.A., 1971.

conturarea unora din elementele morfostructurale majore. Cu toate acestea, în anumite sectoare, cantonate de obicei pe flancurile zonelor elevate ale fundamentului, harta furnizează date suficient de precise de ordin cantitativ.

În cadrul fundamentului Depresiunii Transilvaniei au fost separate ridicările interne Stupini—Pogăceaua, Gurghiu — Uila, Tg. Mureş — N Sighişoara şi Ilimbav — Rodbav, care urmăresc ca direcţie rama muntoasă. Ele încadrează depresiunea centrală a Tîrnavelor, în care fundamentul se situează la adîncimi mari, ce depăşesc 8 000 m în zona de maximă afundare. La exterior se dispun depresiunile marginale Ocna Mureş — Beudiu în V, Ucea şi Daia Română — Şura Mare în S şi Icland şi Deda în E. În vecinătatea ramei se dispun ridicările Sic înspre NV şi Benţid înspre SE, reprezentînd blocuri elevate mărginite de fracturi adînci. Cîteva din principalele caracteristici ale elementelor morfostructurale separate sînt prezentate în cele ce urmează.

4. DEPRESIUNEA CENTRALĂ A TÎRNAVELOR

Depresiunea centrală a Tîrnavelor, elementul cel mai caracteristic al fundamentului transilvan, a avut o evoluţie îndelungată, cu largi implicaţii în ansamblul structural carpatic.

Datele seismometrice de refracţie n-au reuşit să aducă informaţii asupra limitei fundament-sedimentar, orizonturile refractatoare urmărind complexe litologice ale mezozoicului calcaros.

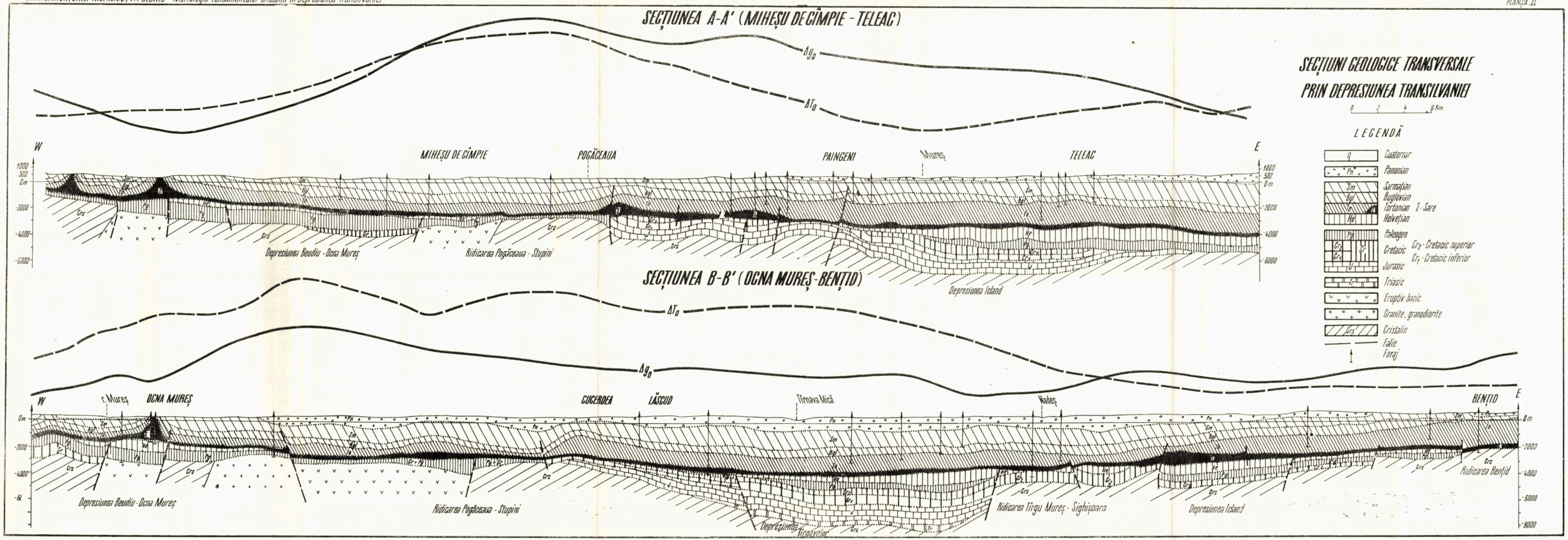
Seismometria de reflexie a pus în evidenţă o serie de elemente reflectatoare şi sub limitele obţinute prin metoda refracţiei, indicînd existenţa unei stive de sedimente mult mai groase decît se apreciase iniţial. Sondele săpate pe aria acestei depresiuni nu au interceptat fundamentul, dar au adus informaţii asupra substratului preneogen pe un interval de peste 1 500 m.

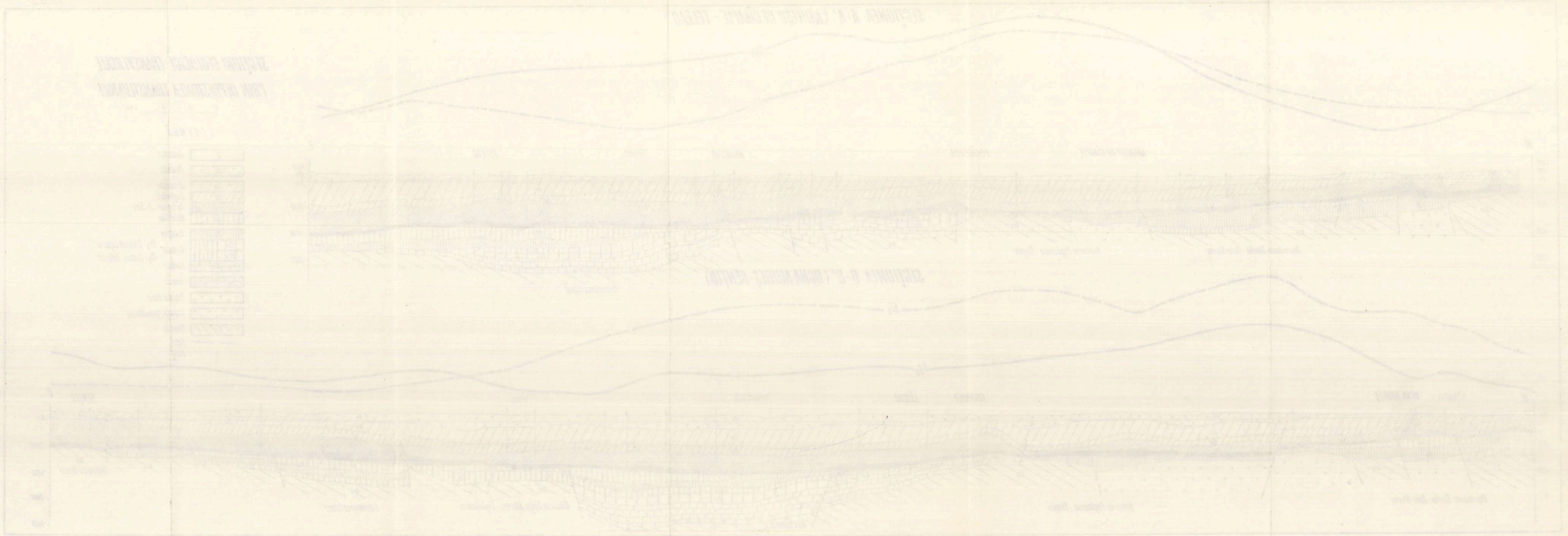
În conformitate cu imaginea structurală prezentată în planşa I, această subunitate apare ca o largă zonă depresionară de formă cvasitriunghiulară, mărginită de ridicările centrale. Zona axială a depresiunii are o largă dezvoltare în plan, izobata de — 7 000 m închizînd o arie de peste 1 200 km^2. În cadrul ei se individualizează două sectoare de maximă afundare, Dumbrăveni — Seleuş şi Bahnea, unde fundamentul coboară la adîncimi de peste 8 000 m.

O secţiune transversală prin Depresiunea Tîrnavelor este prezentată în planşa II pe profilul regional Ocna Mureş — Benţid (B — B'), orientat E — V.

5. RIDICĂRILE CENTRALE

În zona centrală a Depresiunii Transilvaniei se dispun ridicările Stupini — Pogăceaua, Gurghiu — Uila, Tg. Mureş — N Sighişoara şi Ilimbav — Rodbav.


SECȚIUNEA A-A' (MIHEȘU DE CÎMPIE - TELEAC)
SECȚIUNI GEOLOGICE TRANSVERSALE
PRIN DEPRESIUNEA TRANSILVANIEI
0 2 4 6 Km
LEGENDĂ
Cuaternar
Panonian
Sarmațian
Buglovian
Tortonian
Helvețian
Σ - Sare
Paleogen
Cretacic
Jurasic
Cr2 - Cretacic superior
Cr1 - Cretacic inferior
Triasic
Eruptiv bazic
Granite, granodiorite
Cristalin
Falie
Foraj
W
E
MIHEȘU DE CÎMPIE
POGĂCEAUA
PAINGENI
Mureș
TELEAC
Depresiunea Beudiu - Ocna Mureș
Ridicarea Pogăceaua - Stupini
Depresiunea Icland
SECȚIUNEA B-B' (OCNA MUREȘ-BENȚID)
r. Mureș
OCNA MUREȘ
CUCERDEA
LĂSCUD
Tîrnava Mică
Nadeș
BENȚID
Depresiunea Beudiu - Ocna Mureș
Ridicarea Pogăceaua - Stupini
Depresiunea Tîrnavelor
Ridicarea Tîrgu Mureș - Sighișoara
Depresiunea Icland
Ridicarea Bențid



Ridicarea Stupini — Pogăceaua se prezintă ca o suprafață plană, urmărită pe o lungime de circa 60 km și o lățime de 15 — 20 km, care este mărginită de povîrnișuri abrupte și falii longitudinale, cu direcția N — S. În subasmentul ei a fost pusă în loc o importantă masă intruzivă bazică, care în unele sectoare se situează probabil chiar în apropierea suprafeței structurale a reliefului cristalin.

Faliile care afectează fundamentul sînt paralele cu un sistem mai vechi de fracturi crustale, pe care s-a manifestat magmatismul ofiolitic.

Profilul transversal al ridicării Stupini — Pogăceaua se poate urmări pe secțiunea geologică $A - A'$ din planșa II, rezultată din interpretarea complexă a datelor geofizice și de foraj. Se remarcă relieful tabular de la partea superioară a acestei ridicări, care este cuprins în interiorul izobatei de — 3 000 m.

Informațiile geofizice sînt insuficiente pentru a se preciza extinderea acestei subunități la S de paralela localității Tîrnăveni.

Ridicarea Gurghiu — Uila, pusă în evidență de datele seismometrice și gravimetrice, separă depresiunea Deda de depresiunea Icland. În sectorul Gurghiu, fundamentul se ridică rapid, plasîndu-se la adîncimi în jur de 3 000 m. Este posibil ca ridicarea de la Gurghiu să se extindă spre NNV, pe direcția Uila, pentru a se stinge în valea Bistriței. În zona Uila, ridicarea nu mai prezintă însă o culminație distinctă, ci trece treptat la o formă plat-orizontală de platformă înaltă.

În partea centrală, la Brîncovenești, din ridicarea majoră se desprinde o șa îngustă, care înconjură depresiunea Icland și face legătura cu ridicarea Pogăceaua — Stupini.

Prezența unei anomalii magnetice în sectorul Gurghiu — V Sărățeni poate fi pusă în legătură cu mase ofiolitice, care cicatrizează fracturi de fundament. O asemenea interpretare este plauzibilă, deoarece forajul de la Jibert, situat mai la S, a interceptat o serie de intruziuni diabazice.

Ridicarea Tg. Mureș — N Sighișoara mărginește spre S depresiunea centrală a Tîrnavelor. Ea a fost pusă în evidență prin reinterpretarea materialului seismometric, care oferă informații numeroase în special asupra dispoziției flancului vestic.

În partea de N, zona de culminație a ridicării apare ca o creastă ascuțită, pe care depozitele sedimentare preneogene o mulează, formînd o boltire de tip anticlinal. Spre S, ridicarea se lărgește și prezintă o tendință de aplatisare treptată.

Flancul vestic al ridicării este puternic înclinat (25° — 35°), cu praguri provocate de denivelări bruște, după una sau două falii longitudinale. Flancul estic, slab individualizat pe secțiunile seismice, pare a fi afectat de asemenea de o falie longitudinală.

Ridicarea Ilimbav — Rodbav se dispune pe marginea sudică a depresiunii Tîrnavelor. Forajele executate în această regiune au arătat poziția elevată a fundamentului cristalin, care a fost interceptat direct sub tortonian la adîncimi în jur de 1 000 m.

După cum rezultă din datele seismometrice, ridicarea prezintă un relief puternic fragmentat, care sugerează un proces de eroziune subaeriană.

Sectorul de la N de Ilimbav, corespunzător ariei de dezvoltare a emisiunilor ofiolitice, este brăzdat de un sistem de falii majore, orientate

NV—SE, care se întretaie cu un sistem de falii NE — SV şi are drept efect compartimentarea în blocuri a fundamentului. Unele din aceste falii au fost reactivate ulterior, permiţînd dezvoltarea unor fracturi majore, paralele cu orogenul carpatic, fapt care are implicaţii directe în morfostructura fundamentului.

6. DEPRESIUNILE MARGINALE

Pe marginile Depresiunii Transilvaniei se dispun cîteva subunităţi morfostructurale, în care fundamentul se situează la adîncimi mari.

Depresiunea Ocna Mureş — Beudiu, între falia Trascăului şi ridicarea Stupini — Pogăceaua, se individualizează ca o afundare a fundamentului cristalin, urmărită pe o lungime de aproximativ 100 km. Lăţimea maximă a depresiunii, de circa 20 km, este atinsă în sectorul Strugureni — Sărmăşel, după care manifestă o tendinţă de îngustare progresivă spre S. Sondele săpate pe aria acestei subunităţi nu au interceptat fundamentul, dar se apreciază că el se situează la adîncimi mai mari de 4 000 m. Depresiunea Ocna Mureş — Beudiu este delimitată de falii crustale, pe care au avut loc emisiuni ofiolitice legate de masele intruzive bazice din zonele învecinate.

Seismometria de refracţie a avut o eficienţă redusă în această regiune, datorită alunecării orizontului de referinţă pe suprafaţa depozitelor mezozoice şi paleogene, care formează umplutura depresiunii.

Paralel cu Carpaţii Meridionali, pe pragul marginal ce a revenit mai tîrziu Depresiunii Transilvaniei, în mezozoic a avut loc o primă coborîre a fundamentului, de amplitudine redusă în raport cu afundarea centrală. După cum indică seriile sedimentare interceptate de foraje, scufundarea s-a produs în triasic, în sectorul de la E de Olt, şi în cretacic, în sectorul de la V de acest rîu, fapt care a impus separarea a două depresiuni, Ucea şi Daia Română — Şura Mare.

Depresiunea Ucea este mărginită spre N de ridicarea Ilimbav — Rodbav. Flancul care le racordează cade în trepte spre partea centrală a depresiunii, după un sistem de falii orientate E — V. Flancul sudic se confundă cu prelungirea reliefului cristalin al Făgăraşului pe sub cuvertura sedimentară, pînă la o falie longitudinală majoră, corespunzătoare faliei g_7 [8], care jalonează zona de maximă afundare a depresiunii.

Întrucît datele de observaţie sînt reduse, nu se pot preciza detaliile morfostructurale de pe flancul sudic al acestei subunităţi. Cu totul orientativ, ţinînd seama de observaţiile de la suprafaţă, unde se conturează scurte boltiri anticlinale ale depozitelor neogene, perpendiculare pe rama de cristalin, se poate deduce existenţa unor forme asemănătoare şi la nivelul fundamentului.

Uneori în literatura de specialitate această subunitate a fost înglobată într-o depresiune mult mai largă, extinsă pe direcţia Ucea — Odorhei — Deda [5]. O asemenea interpretare nu pare a fi în acord cu datele geofizice şi de foraj. Închiderea vestică a depresiunii este dată de prelungirea spre S a ridicării Ilimbav — Rodbav, fapt sugerat şi de poziţia spaţială a triasicului de la Ucea, iar închiderea estică de ridicarea cristalinului de la Vlădeasa şi E Comana.

Depresiunea Daia Română — Şura Mare, separată pe baza datelor gravimetrice la N de cristalinul Sebeşului, se prezintă ca o largă inflexiune pe care o face fundamentul sub cuvertura sedimentară. Ea este delimitată spre N de un sistem de falii longitudinale orientate NV — SE, paralele cu marginea unităţii. Umplutura sedimentară a acestei depresiuni începe cu depozite cretacice, dezvoltate în facies conglomeratic. Adîncimea maximă se întîlneşte pe marginea nordică în apropierea sistemului de falii, care a facilitat punerea în loc a eruptivului mezozoic de la Cenade. De aceea în secţiune transversală depresiunea prezintă un pronunţat profil asimetric. Echilibrul se restabileşte în neogen, cînd axa depresiunii se deplasează spre S.

Depresiunea Deda se prezintă ca o depresiune de contact între ridicarea Gurghiu — Uila de la V şi cristalinul elevat de la E, din zona Lunca Bradului — Zetea. Ea a fost schiţată, în principal, pe baza datelor gravimetrice, care indică existenţa unui minim regional la E, de zona cutelor diapire. După unele informaţii seismice, adîncimea depresiunii în sectorul Deda ar fi de circa 5 500 m. Flancul estic al acestei subunităţi a fost interceptat în sectoarele Lunca Bradului şi Stînceni, la adîncimi izobatice în jur de — 1 000 m.

La N de localitatea Deda, depresiunea este delimitată de o fractură care, reluată în neogen, a favorizat punerea în loc a unui corp eruptiv, reflectat în anomalia cîmpului geomagnetic total. Este posibil să fim în prezenţa unui corp neogen, eventual de tipul celui care apare mai spre N în Muntele Heniu.

Depresiunea Icland se prezintă ca o afundare largă a fundamentului, în care se dezvoltă o serie groasă de circa 3 000 m de depozite ce ar putea să aparţină mezozoicului, paleogenului şi miocenului inferior. Datele seismometrice oferă numai cîteva elemente care sugerează morfologia fundamentului şi, ca urmare, rezultatele schiţate în planşa I au numai un caracter calitativ.

Zona de maximă afundare se prezintă ca o suprafaţă slab ondulată, cu o flexură puternică în partea sa centrală, care produce o coborîre bruscă a compartimentului Miercurea Nirajului — Măgherani. Adîncimea mare din jumătatea sudică a depresiunii pare să fie determinată de o falie transversală, care trece pe la N de Teleac.

7. RIDICĂRILE MARGINALE

Pe marginile de NV şi, respectiv, de SE ale Depresiunii Transilvaniei au fost separate ridicările marginale de la Sic şi Benţid.

Ridicarea Sic a fost evidenţiată de datele seismometrice şi gravimetrice ca un bloc relativ ridicat, separat prin fracturi adînci de rama muntoasă Trascău — Mezeş şi de zona mai coborîtă a fundamentului transilvan. Acest bloc a avut o evoluţie geologică relativ simplă, fapt sugerat de seriile sedimentare ce acoperă fundamentul cristalin. El a funcţionat ca zonă de self în paleogen şi miocenul inferior, după o îndelungată existenţă de relief structural înalt.

Principalele elemente puse în evidenţă în cadrul acestei subunităţi sînt două culmi înguste, Sic şi Dîrja, care sugerează continuarea spre N

a sistemului structural cunoscut la zi în zona Cluj. Culminaţiile reliefului cristalin sînt separate prin zone depresionare, a căror formă sugerează un sistem de văi ce converg în partea nordică a subunităţii.

Ridicarea Benţid apare sub forma unui horst îngust, prins între două falii majore paralele, orientate NNV — SSE. Un alt sistem de falii transversale compartimentează întreaga subunitate în mai multe blocuri, cu extinderi reduse.

Poziţia elevată a cristalinului, sugerată de datele seismometrice şi gravimetrice, a fost stabilită prin sonda de la Benţid, care a interceptat fundamentul la adîncimea de — 1 806 m. Unele informaţii indică posibilitatea ca faliile ce delimitează ridicarea să treacă spre N la o structură mai complicată, determinată de punerea în loc a unor mase ofiolitice.

În ansamblul morfostructural al fundamentului, ridicarea Benţid apare ca un pinten, care înaintează destul de mult în interiorul Transilvaniei, împiedicînd orice legătură între depresiunea Deda şi depresiunile de contact din sud.

8. CONCLUZII

Lucrarea cuprinde o serie de informaţii noi asupra structurii adînci a Depresiunii Transilvaniei, cu indicarea principalelor elemente morfostructurale separate în cadrul fundamentului cristalin. Rezultatele obţinute sînt sintetizate într-o tentativă de hartă structurală, construită la suprafaţa fundamentului.

Cuprinzînd o imagine inedită a dispoziţiei spaţiale a fundamentului şi indirect a formaţiunilor pretortoniene care mulează formele de relief ale acestuia, lucrarea prezintă numeroase implicaţii de ordin ştiinţific şi practic-aplicativ şi deschide noi posibilităţi de interpretări geologice referitoare la evoluţia acestei depresiuni intermuntoase a lanţului carpatic.

Primit la redacţie la 1 martie 1973

INTEGRATED STUDY OF THE GEOPHYSICAL DATA CONCERNING THE MORPHOLOGY AND STRUCTURE OF THE CRYSTALLINE BASEMENT FROM THE TRANSYLVANIA DEPRESSION

(Abstract)

The integrated study of the seismic, aeromagnetic, gravity and drill-hole geologic data allowed the obtaining of some new information on the morphological and structural features of the crystalline basement. Relying on these we have elaborated an attempt of a structural map, which offers an unpublished morpho-structural image of the basement of the Transylvania Depression.

BIBLIOGRAFIE

1. Airinei, Şt., *Asupra anomaliei magnetice regionale din centrul Bazinului Transilvaniei*, Bul. şt. Acad. RPR, Secţia Geol. Geogr., **2**, *2* (1957).
2. Băncilă, I., *Raionarea tectonică a teritoriului Republicii Socialiste România (I)*, Soc. Şt. nat. Geogr., Comunicări geol., *4* (1967).
3. Botezatu, R., I. Cornea, M. Visarion, P. Constantinescu, *Some possibilities of deep structures delineation by geophysical methods*, Rev. roum. Géol. Géophys. Géogr., Sér. Géophys., **15**, *1* (1971).
4. Ciupagea, D. Şt. Airinei, Sc. Stoenescu, M. Popescu, C. Popescu, D. Taloş, *Nouveaux éléments d'interprétation géologique des résultats géophysiques dans la partie sud-ouest de la Dépression de Transylvanie*, Rev. roum. Géol. Géophys. Géogr., Ser. Géophys., **13**, *1* (1969).
5. Ciupagea, D., Şt. Airinei, *Rapports entre la structure profonde et la structure des complexes sédimentaires de la Dépression de Transylvanie*, Acta geol., Acad. Sci. Hungaricae, **13** (1969).
6. Ciupagea D., Paucă, M., Tr. Ichim, *Geologia Depresiunii Transilvaniei*, Bucureşti, Edit. Academiei, 1970.
7. Dumitrescu, I. M. Săndulescu, V. Lăzărescu, O. Mirăuţă, S. Pauliuc, C. Georgescu, *Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie*, An. Com. Geol., **32** (1962).
8. Gavăt, I., Şt. Airinei, R. Botezatu, M. Socolescu, Sc. Stoenescu, I. Vencov, *Structura geologică profundă a teritoriului R.P.R. după datele actuale geofizice (gravimetrice şi magnetice)*, St. cerc. geofiz., **1**, *1* (1963).
9. Grigoraş, N., *Geologia zăcămintelor de petrol şi gaze din R.P.R.*, Bucureşti, Edit. tehnică, 1961.
10. Ilie, M., *Podişul Transilvaniei*, Bucureşti, Edit. ştiinţifică, 1958.
11. Mrazec, L., E. Jekelius, *Aperçu sur la structure du bassin néogène de Transylvanie et sur ses gisements de gaze*, Bucureşti, Assoc. géol. Carp. Guide., Exc., 1927.
12. Socolescu, M., D. Popovici, M. Visarion, *Suprafaţa Mohorovičić în Carpaţii Orientali şi Bazinul Transilvaniei rezultată din date gravimetrice*, St. cerc. geofiz., **1**, *1* (1963).
13. Stoenescu, Sc., *Prospecţiuni gravimetrice în sud vestul Transilvaniei*, St. tehn. econ., Ser. D. (Prosp. geofiz), *4* (1962).
14. Taloş, D., M. Visarion, I. Cornea, *Morphologie et structure du soubassement de la Depression de Transylvanie d'après les données géophysiques actuelles*, Rev. roum. Géol. Géophys. Géogr. Ser. Géophys., **12**, *2* (1968).
15. Vancea, A., *Neogenul din Bazinul Transilvaniei*, Bucureşti, Edit. Academiei, 1960.
16. Visarion, M., *Cercetări gravimetrice în Transilvania de NNE, cu privire specială asupra regiunii Bistriţa*, D.S. Com. Geol., **42** (1959).

DATE ASUPRA STRUCTURII SCOARȚEI ȘI MANTALEI TERESTRE

DE

T. IOSIF și SIEGLINDE IOSIF

Institutul de geofizică aplicată, București, str. Izvor nr. 78

1. INTRODUCERE

Cunoașterea structurii scoarței terestre și a mantalei superioare în diferite regiuni ale globului capătă o tot mai mare importanță. Cunoscută în medie pe compartimente mari, în ultimii ani s-au întreprins investigații pentru precizarea și detalierea structurii profunde a scoarței.

În ansamblul cercetărilor privind interiorul globului terestru, metodele seismologice continuă să ocupe un loc important. Rezultatele obținute în înregistrările cutremurelor de pămînt depind de mai mulți factori, printre care o pondere mare o au distribuția și densitatea stațiilor seismice în zona studiată, precum și cantitatea și calitatea materialului de observație.

În România s-au făcut numeroase studii seismologice privind structura scoarței terestre, o atenție deosebită acordîndu-se regiunii de la curbura munților Carpați și zonelor de amplasare a stațiilor seismologice.

O analiză cuprinzătoare a acestor studii este prezentată de Liviu Constantinescu și col. [4]. T. Iosif și col. [11] au efectuat un studiu al grosimii scoarței terestre pe baza undelor de volum provenite de la cutremurul de mică adîncime din 1959. V. 31, cu epicentrul în regiunea Focșani.

În prezentul studiu se continuă aceste cercetări, utilizînd hodocronele altor cutremure superficiale cu epicentrele pe teritoriul României. În partea a doua a lucrării se analizează hodocronele la distanțe epicentrice mari, în vederea obținerii de informații asupra structurii mantalei terestre.

2. ANALIZA DATELOR DE OBSERVAȚIE

Pe teritoriul țării noastre există mai multe regiuni unde se produc cutremure superficiale și de mică adîncime, și anume : Banat, Cîmpulung-Muscel, Rîmnicu Sărat — Tecuci, Maramureș și nordul Moldovei.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 11, NR. 2, P. 203–219, BUCUREȘTI, 1973

În tabela 1 sînt prezentaţi parametrii cutremurelor cu magnitudinea $M > 4{,}0$ produse în aceste zone.

Tabela 1

Nr.	Data		H h s	N	E	h_{km}	M	I_0	Regiunea
				A. Banat					
1	1956.X	1	23.23	45.4	21,15	n		5–6	Banloc
2	1957.IX	22	14.44	45,7	21,1	n		5–6	Parţa-Şag
3	1959.V	27	20.38	45,7	21,0	o	5,0	8	Şag
4	1960.II	21	11.47	45,8	21,0	n	4,5		,,
				B. Cîmpulung-Muscel					
5	1940.I	5	04.36	45,3	25,1	8–10		6	
6	1942.IV	13	03.07				(5,2)		
7	1966.VI	10	09.12	45,1	24,9	10	4,9	4–5	
8	1969.IV	12	20.38	45,25	25,02	8	5,2	6	
				C.R. Sărat-Tecuci					
9	1943.IV	28	19.46	45,8	27,05	66	5,0		Mărăşeşti
10	1952.I	16	17.35	45,4	26,86	20	4,2		R. Sărat
11	I	16	23.54	,,	,,	,,	4,7		,,
12	I	17	00.05	,,	,,	,,	4,3		,,
13	VI	3	05.53	,,	,,	,,	5,0		,,
14	XI	13	02.39	45,9	27,6	30	4,3		Tecuci
15	XI	13	02.46	,,	,,	,,	4,2		,,
16	1953.V	23	13.09	46,05	27,05	23	4,0		,,
17	X	15	04.45	45,30	27,00	10	4,5		R. Sărat
18	1954.X	1	13.30	45,52	27,12	50	5,1		
19	1956.IV	18	12.52	46,14	27,40	20	4,5		Tecuci
20	1957.XII	23	23.38	45,4	26,86	25	4,0		R. Sărat
21	1958.XI	11	23.07	45,45	27,15	40	4,0		,,
22	1959.IV	16	11.02	45,8	27,4		4,1		Tecuci
23	1959.V	31	12.15	45,82	27,62	12	5,2		,,
24	X	12	16.43	46,1	27,4		4,1		,,
25	1960.IV	28	19.47	45,6	26,9		4,4		Focşani
26	1969.XII	21	19.06	45,7	28,9	35			,,
				D. Nordul Moldovei					
27	1970.VI	10	14.18	47,7	25,6	35	4,7		Bucovina
				E. Maramureş					
28	1971.III	12	12.45	47,5	24,2		4,8		

Cu privire la zonele seismice în care au avut loc cutremurele ale căror coordonate epicentrice sînt date mai sus menţionăm că Banatul este o regiune cu mai multe focare seismice, situate în jurul localităţilor Perianu (1938. VII. 8–46, 1 N; 21, 1 E), Sasca – Bozovioi (1927. V. 31–44, 9 N; 21,7 E, 1933. I. 18–45, o N; 22,0 E), Banloc şi Şag. Cutremurele din tabela 1 fac parte din grupul de seisme cu centrul în apropierea oraşului Timişoara, care, pînă în prezent, au fost cele mai puternice (Curea, 1961).

Focarul de la Cîmpulung-Muscel este situat într-o regiune puternic tectonizată şi se caracterizează prin persistenţa epicentrelor.

Zona cutremurelor superficiale și de mică adîncime de la curbura Carpaților se întinde de la Rîmnicu-Sărat pînă la nord de Tecuci și este bine conturată, precizată pe baza determinării epicentrelor numeroaselor cutremure produse în ultimii 30 de ani. Seisme de mică adîncime au loc și în zona epicentrală a cutremurelor adînci din Vrancea, dar acestea sînt de intensitate mică.

O regiune unde se produc cutremure cu o frecvență relativ mare, dintre care unele cu efecte macroseismice, este partea nord-vestică a Carpaților Orientali, în Maramureș. Cel mai puternic și mai bine înregistrat de toate stațiile seismice românești este cutremurul din 12. III. 1971.

Cutremurul din 10. VI. 1970 pune în evidență un nou focar seismic în nordul Moldovei, la granița cu U.R.S.S.

Din tabela 1 reiese că cele mai puternice seisme sînt cele de la nr. 3, 7, 8, 12, 17 și 22. Cutremurul 1959. V. 31 a făcut obiectul unui studiu anterior [11]. Cutremurele nr. 8 și 17 au adîncimea h 50 km, focarele fiind situate la limita inferioară a scoarței terestre sau în mantaua superioară. (Cutremurul 1962. IV. 13 (nr. 6) este înregistrat numai de stația București, singura în funcțiune în acel timp). Studiul asupra cutremurului 1953. V. 3 (nr. 12) nu a dus la rezultate concludente, în special din lipsa unor date de observație în vecinătatea epicentrului.

Seismele care oferă un material adecvat pentru studiul întreprins de noi sînt cele care au avut loc la 12. IV. 1969 în regiunea Cîmpulung-Muscel și în Banat la 27. V. 1959. Datorită adîncimii mici a focarelor ($h = 5 \ldots 10$ km) și înregistrării undelor de un număr mare de observatoare (112, respectiv 90), aceste seisme oferă un material bogat și sigur pentru studiul scoarței terestre.

Cutremurul 1969. IV. 12. Parametrii acestui seism, determinați de diferite centre seismologice, sînt prezentați în tabela 2. Coordonatele epicentrice sînt foarte apropiate între ele, deși în calculul lor nu s-a folosit, în general, același material de observație. Datele stațiilor apropiate și foarte depărtate au fost incomplete.

Pentru construcția unor hodocrone cît mai precise — premisă în obținerea unor rezultate sigure — am cules informațiile din toate buletinele de care am dispus și am redeterminat parametrii focarului. Calculele au fost efectuate la mașina electronică de calcul a Academiei de Științe a U.R.S.S., folosind programul elaborat de Piateţki și col. [14]. S-au obținut valorile :

Tabela 2

Centrul	H h m s	$\varphi°N$	$\lambda°E$	h_{km}	Nr. stațiilor	M
Moscova	20 38 43	45,3	24,9		28	5
USCGS	20 38 39,57	45,25	25,02	8	68(46)	5,2
BCIS	20 38 41	45,3	25,1		84(69)	

$$E \begin{cases} \varphi = 45°, 35, \\ \lambda = 25°, 18, \end{cases}$$
$$H = 20^h\ 38^m\ 39^s, 01, \qquad (1)$$
$$h = 6{,}2 \text{ km}.$$

Parametrii (1) au fost luaţi ca bază în trasarea hodocronelor undelor longitudinale P. Reziduurile $O - C$ raportate la coordonatele (1) se distribuie uniform în jurul poziţiei de zero.

Cutremurul 1959. V. 27, conform determinării din lucrarea lui I. Curea şi col. [6], are parametrii:

$$E \begin{cases} \varphi = 45°,67 \text{ N}, \\ \lambda = 21°,13 \text{ E}, \end{cases}$$
$$H = 20^h\,38^m\,27^s,8, \qquad (2)$$
$$h = 4,5 \text{ km}.$$

Epicentrul său este situat la o distanţă de 0°,15 de staţia seismică Timişoara. Pentru studiul nostru am adoptat coordonatele epicentrice date de ISS (tabela 1). Datele de observaţie prezentate de ISS au fost completate cu cele culese suplimentar de Curea şi col. [6]. În special înregistrările de la staţiile Timişoara şi Szeged, situate cel mai aproape de epicentru, sînt foarte importante pentru precizarea hodocronei undelor directe P_g.

3. HODOCRONE

Dependenţa durată de parcurs-distanţă epicentrică pentru cutremurele superficiale este condiţionată de structura interiorului globului şi permite punerea în evidenţă a neomogenităţilor acestuia pe verticală. De obicei, la construcţia hodocronelor nu se iau în consideraţie variaţiile azimutale ale duratelor de parcurs.

Cutremurul 1969. IV. 12. În figura 1 am reprezentat hodocronele reduse $T - \Delta/5,76$ ale undelor P ($0 < \Delta° < 2$). Staţia Cîmpulung se găseşte

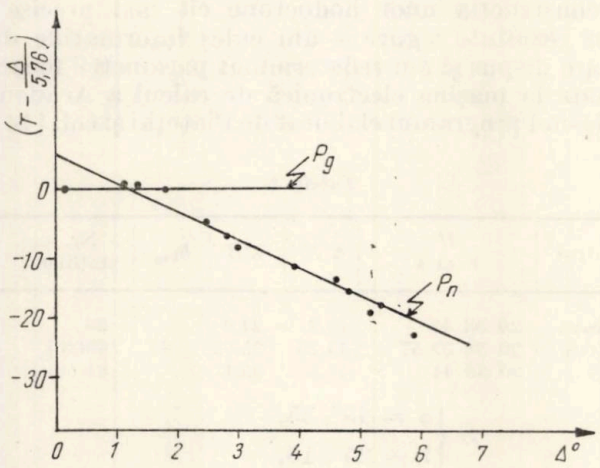


Fig. 1. — Hodocronele reduse $T - \frac{\Delta}{5,76}$ în funcţie de $\Delta°$.

în vecinătatea imediată a epicentrului ($\Delta = 0°,13$) și de aceea observațiile la această stație au o pondere mare în trasarea hodocronei corespunzătoare undelor directe. Hodocrona P_g este precizată de înregistrările stațiilor București ($\Delta = 1°,14$), Vrîncioaia ($\Delta = 1°,2$) și Bacău ($\Delta = 1°,71$). Stația Focșani, situată la $\Delta = 1°,47$, a înregistrat primul impuls cu o întîrziere de cîteva secunde față de hodocrona trasată pe baza celorlalte stații, astfel încît observațiile ei nu au fost luate în considerație, deși întîrzierea nu poate fi pusă pe seama corecției de oră. Este posibil ca această anomalie să se datoreze propagării undelor seismice prin complexul de roci sedimentare, care în regiunea respectivă are o grosime foarte mare, atingînd în zona centrală o valoare de 18 km [9].

În intervalul de distanțe epicentrice 2°,1—13°, hodocrona corespunde undelor P_n și se poate aproxima de o dreaptă cu înclinarea de 13,81 s/grad.

O analiză amănunțită (fig. 2) a duratelor de parcurs în acest interval arată că datele de observație se situează pe două drepte în limitele $2<\Delta°<5$ și $5<\Delta°<13$. În această interpretare, cele două segmente ar corespunde fazelor P^x și, respectiv, P_n.

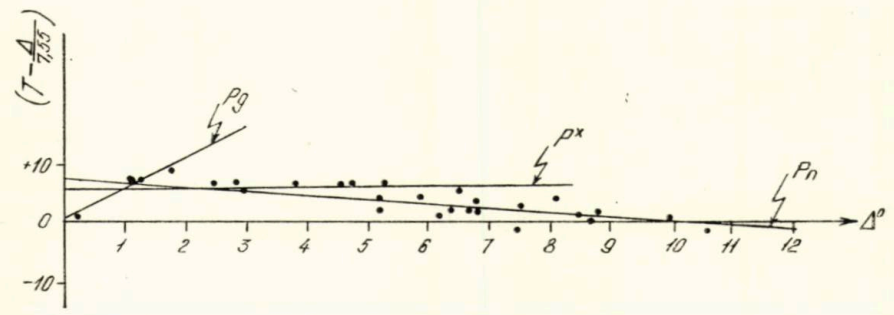


Fig. 2. — Hodocronele reduse $T - \frac{\Delta}{7,55}$ în funcție de $\Delta°$.

Cutremurul 1959. V. 27. În figura 3 am reprezentat hodocronele reduse $T - \Delta/5,78$ pentru undele longitudinale. Ramura corespunzătoare fazei P_g ($0<\Delta°<1,5$) este determinată de înregistrările stațiilor Timișoara ($\Delta = 0°,15$), Szeged ($\Delta = 0°,78$), Belgrad ($\Delta = 0°,97$) și Kecskemet ($\Delta = 1°,49$). În intervalul $1,5<\Delta°<15°$, panta hodocronei undelor P_n este de $\simeq 13,56$ s/grad.

Hodocronele undelor P_g construite pentru cele două cutremure au o formă aproape identică la distanțe epicentrice mici.

Interpretarea hodocronelor. Densitatea actuală a rețelei de stații seismice românești nu permite trasarea unor hodocrone detaliate. Variația structurii scoarței terestre între stații și în diferite azimute nu este cunoscută. În aceste condiții se pot evalua numai grosimi medii ale scoarței terestre sau ale diferitelor limite de separație.

În ipoteza unui model de scoarţă bistratificată, intersecţiile hodocronelor undelor P_g, P^X şi P_n cu axa duratelor de parcurs sînt date de relaţiile

$$I_{P_g} = \frac{h}{V_1}, \tag{3}$$

$$I_{P^X} = \frac{(2d_1 - h)\cos_{12}}{V_1}, \tag{4}$$

$$I_{P_n} = \frac{(2d_1 - h)\cos_{13}}{V_1} + \frac{2d_2\cos_{23}}{V_2}, \tag{5}$$

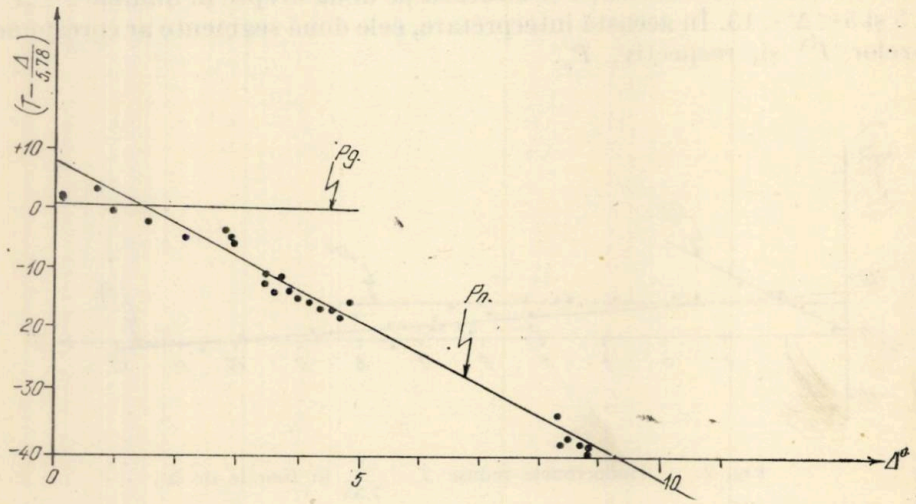


Fig. 3. — Hodocronele reduse $T - \frac{\Delta}{5,78}$ în funcţie de $\Delta°$.

unde V_1, V_2 sînt vitezele în stratele granitic şi bazaltic, d_1 şi d_2 grosimile lor, V_3 viteza sub limita Mohorovičić, iar

$$\cos_{ij} = \sqrt{1 - \frac{V_i}{V_j}} \quad (i, j = 1, 2, 3). \tag{6}$$

Cunoscînd vitezele şi intersecţiile I, cu ajutorul formulelor (4) şi (5) se pot calcula grosimile diferitelor strate.

Analiza prin metoda pătratelor minime a duratelor de parcurs ale undelor longitudinale P a condus la următoarele ecuaţii :

— *cutremurul 1969. IV. 12* :

$$T_{P_g} = \frac{\Delta}{5{,}76} + 1{,}60, \qquad 0 < \Delta^\circ < 2, \tag{7}$$

$$T_{P_{n_1}} = \frac{\Delta}{8{,}05} + 8{,}65, \qquad 2 < \Delta^\circ < 13, \tag{8}$$

$$T_{P^X} = \frac{\Delta}{7{,}55} + 5{,}97, \qquad 2 < \Delta^\circ < 5, \tag{9}$$

$$T_{P_{n_2}} = \frac{\Delta}{8{,}02} + 7{,}60, \qquad 5 < \Delta^\circ < 13\,; \tag{10}$$

relațiile (7) și (8) sînt calculate în ipoteza unui model de scoarță format dintr-un singur strat, iar (7), (9) și (10) în interpretarea unui model bistratificat. Pentru stabilirea ecuațiilor (9) și (10) au fost utilizate 25, respectiv 22 de observații;

— *cutremurul 1959. V. 27* :

$$T_{P_g} = \frac{\Delta}{5{,}78} + 2{,}76, \qquad 0 < \Delta^\circ < 1{,}5, \tag{11}$$

$$T_{PX} = \frac{\Delta}{8{,}16} + 10{,}8, \qquad 1{,}5 < \Delta^\circ < 15, \tag{12}$$

relații stabilite pe baza unui model de scoarță format dintr-un singur strat. Relația (12) a fost calculată folosind informațiile de la 37 de observatoare seismice.

Pentru a efectua un control asupra corectitudinii determinărilor am făcut un calcul al erorilor privind înclinările și intersecțiile segmentelor de hodocronă.

Dacă $T = \lambda\Delta + I$ este o ramură a hodocronei determinată de N puncte definite de coordonatele (T_j, Δ_i), deviațiile standard ale înclinării λ și intersecțiile I sînt date de

$$\sigma_\lambda^2 = \frac{\sigma_T^2}{S_{\Delta\Delta}} = \frac{N}{N\Sigma\Delta_i^2 - (\Sigma\Delta_i)^2} \cdot \sigma_T^2, \tag{13}$$

$$\sigma_I^2 = \left(\frac{1}{N} + \frac{\overline{\Delta}^2}{S_{\Delta\Delta}}\right)\sigma_T^2 = \frac{\Sigma\Delta_i^2}{N\Sigma\Delta_i^2 - (\Sigma\Delta_i)^2}\,\sigma_T^2, \tag{14}$$

unde

$$\sigma_T^2 = \frac{\Sigma (T - T_i)^2}{N - 2}, \quad S_{\Delta\Delta} = \Sigma \Delta_i^2 - \frac{(\Sigma \Delta_i)^2}{N},$$

T fiind valoarea calculată.

Eroarea standard mijlocie este dată de

$$\frac{\sigma_\lambda, I}{\sqrt{N}}. \tag{15}$$

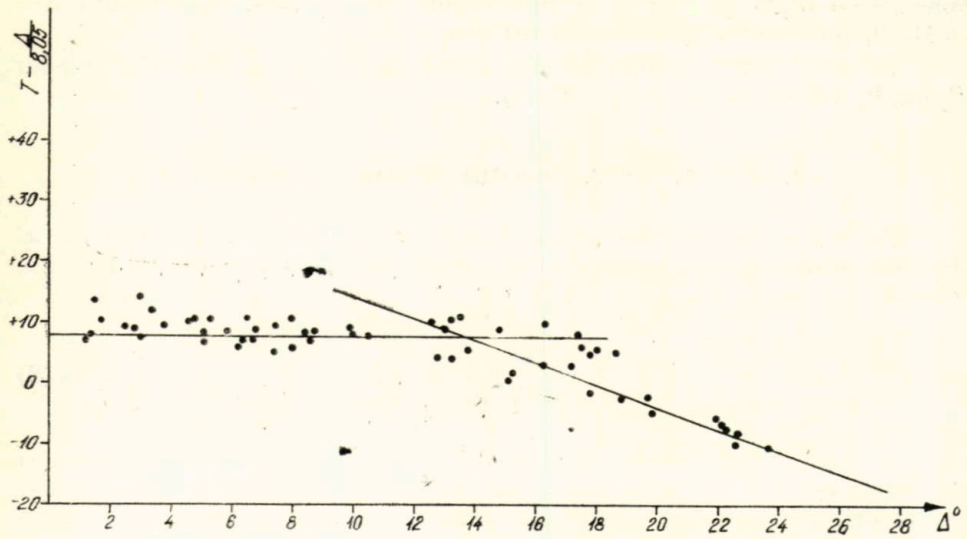
Rezultatele acestui calcul sînt cuprinse în tabela 3.

Tabela 3

	1969.V.12		
Unda	λs/grad	V km/s	I_s
P_g	19,287 ±0,528	5,76±0,16	1,57±0,63
P_{n1}	13,811 ±0,098	8,05±0,06	8,64±0,73
P_{n2}	13,836 ±0,179	8,02±0,10	7,86±1,57
P^X	14,716 ±0,249	7,55±0,13	5,97±0,98
	1959.V.27		
Unda	λs/grad	V km/s	I_s
P_g	19,232±0,903	5,78±0,27	2,76±1,01
P_n	31,603±0,125	8,16±0,07	10,76±0,83

Certitudinea acestor valori este dată de graficele din figurile 3 şi 4. Împrăştierea punctelor de observaţie nu indică nici o dependenţă de Δ, ilustrînd faptul că nu există erori sistematice. Aceasta a rezultat şi din analiza reziduurilor de timp prin calcularea raportului τ/σ dintre devierea medie şi deviaţia standard. La fazele P_g, P^X şi P_n raportul τ/σ este egal cu 0,76, 0,70, 0,89 pentru ecuaţiile cutremurului 1969. IV. 12 şi 0,76, 0,88, pentru ecuaţiile cutremurului 1959. V. 27. Aceste valori sînt foarte apropiate de o distribuţie normală a erorilor ($\tau/\sigma = 0{,}8$).

Aşadar, din analiza duratelor de parcurs ale undelor P provenind de la cutremurele superficiale studiate, au rezultat următoarele viteze



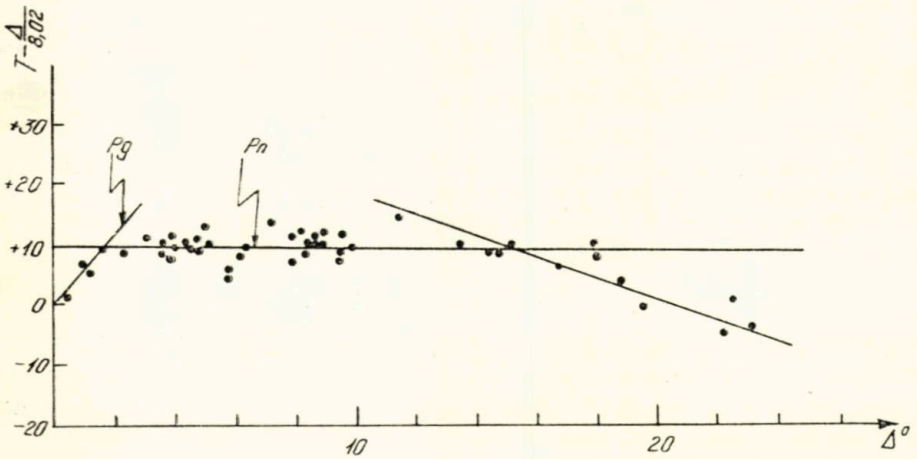


Fig. 4. — Hodocronele reduse $T - \frac{\Delta}{8{,}05}$ în funcție de $\Delta°(a)$ și $T - \frac{\Delta}{8{,}03}$ în funcție de $\Delta°(b)$.

pentru fazele P_g, P^x şi P_n : 5,76 — 5,78 km/s, 7,55 km/s şi 8,02 — 8,16 km/s. Intersecţiile hodocronelor P_g cu P^x şi P^x cu P_n au loc la distanţele epicentrice 0°,96 şi 4°,0 şi la momentele 20,9 şi 33 s. La distanţa $\Delta = 13°,9$, hodocrona îşi schimbă raza de curbură.

În cazul cutremurului cu epicentrul în Banat, intersecţia undelor P_g cu P_n are loc la $\Delta = 1°,6$ (fig. 3).

4. DETERMINAREA GROSIMII SCOARŢEI TERESTRE

Pentru adîncimea focarului cutremurului 1969. IV. 12, USCGS şi Moscova dau valori apropiate. Am verificat această mărime, folosind relaţia

$$T = \frac{1}{V_1}\sqrt{\Delta^2 + h^2}, \tag{16}$$

care, în cazul cutremurelor apropiate, dă rezultate bune. Aplicînd ecuaţia (16) observaţiilor obţinute la staţia Cîmpulung şi luînd în consideraţie ora la origine dată de USCGS ($H = 20^h38^m39^s,57$), rezultă următoarea valoare a adîncimii focarului :

$$h = 11,4 \text{ km}. \tag{17}$$

Adoptăm pentru adîncimea h media valorilor date de Moscova, USCGS şi (17) :

$$h = \frac{6,2 + 8 + 11,44}{3} = 8,5 \text{ km}, \tag{18}$$

ca fiind cea mai probabilă.

Pentru cutremurul cu epicentrul în Banat am adoptat valoarea dată de Curea şi col. [6] : $h = 4,5$ km. Folosind datele de observaţie de la staţiile apropiate, am obţinut pentru ora la origine valoarea

$$H = 20^h\ 38^m\ 26^s,4. \tag{19}$$

Faţă de această mărime, relaţia (16) dă pentru adîncimea focarului

$$h = 6 \text{ km}, \tag{20}$$

o valoare apropiată cu cea dedusă Curea şi col. [6].

Cu mărimile date de ecuaţiile (7) — (12) şi ţinînd seama de (18), (1) şi (20), am efectuat calculul adîncimii limitelor Conrad şi Mohorovičić. Rezultatele sînt sintetizate în tabela 4.

Adîncimea suprafeţei Mohorovičić a fost calculată în cazul cutremurului 1969. IV. 12 în două variante, corespunzător modelului de scoarţă

Tabela 4

Cutremurul	Limita sau stratul	d_{km}
1969.IV.12	a Adîncimea Mohorovičić	34
	Grosimea stratului granitic	24,5
	b Grosimea stratului bazaltic	14,4
	Grosimea scoarței	38,9
1959.V.27	Adîncimea Mohorovičić	35,2

mono- (*a*) și bistratificat (*b*); diferența dintre valorile obținute este de 4,9 km. Pe baza observațiilor cutremurului 1959. V. 27 cu epicentrul în Banat, s-a obținut pentru grosimea scoarței terestre o valoare apropiată de cea rezultată în varianta (*a*) a cutremurului 1969. IV. 12.

Aceste mărimi reprezintă grosimi medii ale scoarței terestre în regiunile de amplasare a stațiilor folosite la trasarea hodocronelor (în ipoteza simplificatoare a orizontalității limitelor de separație).

5. COMPARAREA CU ALTE DETERMINĂRI

În regiunea carpato-balcanică s-au efectuat determinări ale grosimii scoarței terestre, utilizîndu-se atît datele de observație asupra cutremurelor de pămînt, cît și sondajele seismice de adîncime.

Astfel, Iurkevici [12] studiază structura scoarței terestre pe baza înregistrării cutremurelor apropiate. Profilele care trec prin țara noastră și valorile găsite pentru grosimile stratelor granitic și bazaltic sînt date în tabela 5.

Tabela 5

	Direcția	d_1(km)	d_2(km)	d (km)
I	Tecuci de-a lungul Carpaților Orientali	30	25	55
II	Comarno-Iași	15	25	40
III	Marea Neagră-Bratislava	20	25	45
IV	Timișoara-Lvov	3	20	53

Profilul I este determinat de studiul cutremurelor cu epicentrele situate în zona de curbură a Carpaților, adînci și de mică adîncime (tabela 6).

Dintre aceste cutremure, două au adîncimea normală, iar două au focarul sub scoarța terestră. Cutremurul 1960.VI.12, dat cu epicentrul la Petroșani (în realitate coordonatele lui indică un punct situat în sudul Dobrogii), nu este înregistrat la nici o stație seismică de pe teritoriul României. În lucrare nu se specifică cum s-au utilizat hodocronele cutremurelor adînci pentru scopul menționat.

Tabela 6

Data	H	$\varphi°N$	$\lambda°E$	Regiunea	h_{km}
1953.VI 33	05 53 24	45,6	27,3	R. Sărat	20
1959.V 31	12 15 48	45,7	27,4	Tecuci	34
1960.I 4	12 51 58	44,9	26,8	Urziceni	100
1960.VI 12	20 10 10	44,0	28,0	Petroşeni	
1962.II 27	21 34 14	45,9	26,8	Vrancea	150

După aprecierile lui Iurkevici, valorile grosimii scoarţei deduse cu ajutorul undelor de volum concordă cu cele obţinute prin metoda dispersiei vitezelor de propagare a undelor superficiale (de grup şi de fază). Rezultatul de 55 km (tabela 5) este apropiat de cel rezultat din studiul nostru asupra cutremurului 1959.V.31 : 53 km [11].

Grigorova şi col. [10] determină adîncimea limitei Mohorovičić în zonele seismic active ale Bulgariei, obţinînd valori cuprinse între 35 şi 51 km. În regiunea munţilor Rila există o îngroşare a scoarţei terestre (d = 51 km), care se micşorează spre sud (35 km), nord (38 km) şi est (36 km).

Papazachos şi col. [13] folosesc seisme superficiale de magnitudini $M > 4$ cu epicentrele pe teritoriul Greciei, pentru obţinerea de informaţii asupra structurii scoarţei terestre în zona sud-est europeană. Autorii găsesc pentru zona studiată o valoare medie de 42 km, specificînd că scoarţa este în general mai groasă în partea continentală a regiunii şi mai subţire spre coaste. În partea nord-estică, care corespunde munţilor Carpaţi, ei au determinat adîncimea limitei Mohorovičić ca fiind de 45 km.

În ultimii ani, Institutul de geofizică aplicată a început o activitate de prospectare a teritoriului ţării, cu scopul de a obţine informaţii asupra structurii de adîncime a scoarţei terestre. S-au executat atît sondaje seismice punctuale, cît şi înregistrări continue de profile.

Primele sondaje punctuale au fost realizate în 1966 în nord-vestul ţării, în zona Jibov-Baia Mare, şi s-au obţinut valori de 25—30 km pentru adîncimea suprafeţei Mohorovičić [8].

Înregistrări continue s-au efectuat pe profilul internaţional II, care traversează teritoriul ţării noastre din partea sud-est, pe linia Călăraşi-Galaţi, şi pe profilul transcarpatic XI, Galaţi-Oradea, care traversează Carpaţii prin zona de curbură.

Înregistrările de pe profilul internaţional II au pus în evidenţă existenţa unui accident profund, care ar corespunde faliei Pecenaga-Camena. Accidentul separă două blocuri distincte, unul la sud ridicat şi unul mai coborît la nord. La nivelul suprafeţei Mohorovičić, blocul ridicat se află la circa 30—35 km, iar cel coborît la 40—47 km [5].

Sondajele seismice executate pe profilul XI indică pentru zona epicentrală a cutremurelor adînci din Vrancea o grosime a scoarţei de 50 km. Ea descreşte spre vest, avînd în regiunea Focşani o adîncime de 42 km [9].

6. INFORMAȚII ASUPRA STRUCTURII MANTALEI TERESTRE

Pentru cutremurul 1969.IV.12 am construit hodocrona undelor P pînă la distanța epicentrică de 92° pe baza observațiilor obținute la 112 stații seismice. O analiză detaliată a reziduurilor $O-C$ față de hodocronele J.—B. pune în evidență existența unor caracteristici care reflectă particularitățile în structura interioară a Pămîntului.

Pentru distanțe epicentrice $\Delta° > 13$, hodocrona poate fi aproximată, pe secțiuni, prin 6 segmente de dreaptă, cu viteze aparente aproape constante.

Din figura 4*a* se vede că în intervalul $12 < \Delta° < 20$ punctele de observație au o împrăștiere relativ mare. Dreapta corespunzătoare hodocronei P_n se poate prelungi pînă la $\Delta° = 18...19$. La $\Delta° = 13$ există o tendință de schimbare a pantei hodocronei.

În graficele din figura 5 am reprezentat hodocronele reduse $T - \Delta/V_i$ corespunzătoare celor 6 segmente. Se observă că schimbarea înclinărilor are loc la distanțele epicentrice 23°, 35°, 49—51°, 65° și 79°. La adîncimile la care pătrund razele seismice care ies la suprafață la aceste distanțe, au loc schimbări în valorile vitezelor. Pentru vitezele aparente $1/V_i$ am adoptat valorile care aproximează cel mai bine punctele de observație din intervalele respective : $V_a = 9{,}42 \pm 0{,}29$; $12{,}1 \pm 0{,}25$; $13{,}82 \pm \pm 0{,}09$; $15{,}63 \pm 0{,}11$; $18{,}84 \pm 0{,}06$; $22{,}52 \pm 0{,}09$. s/grad. Discontinuitățile evidențiate din figura 5 se referă la zone ale globului situate la aproximativ jumătatea distanțelor respective.

Rezultatele de mai sus reprezintă numai valori aproximative deduse din datele de observație ale unui singur cutremur de pămînt. Ele urmează a fi precizate pe baza studiului altor cutremure superficiale.

Structura mantalei dedusă de noi este asemănătoare cu cea găsită de alți cercetători. Analizînd duratele de parcurs ale undelor P provenite de la exploziile nucleare din Pacific, Carder [3] le-a aproximat, în intervalul $3 < \Delta° < 102$, prin 8 segmente aproape rectilinii. El a găsit că viteza undelor P în partea superioară a mantalei este de 8,2 km/s pentru distanțele $\Delta > 17°$. La distanța de 19,5° există o discontinuitate netă, unde viteza aparentă este $V_a = 10{,}25$ km/s. Celelalte discontinuități au fost găsite la distanțele epicentrice de aproximativ 23° ($V_a = 19{,}0$ km/s), 39° ($V_a = 13{,}8$ km/s), 51,5° ($V_a = 16{,}08$ km/s), 69° ($V_a = 19{,}0$ km/s), 79° ($V_a = 21{,}83$ km/s) și 89°($V_a = 25{,}34$ km/s). Pe baza acestei reprezentări s-a propus pentru manta un model constituit din strate sferice concentrice, în care viteza crește în adîncime, dar în interiorul fiecărui strat rămîne mai mult sau mai puțin constantă. Limitele stratelor se găsesc la adîncimile : 371 km, 631 km, 966 km, 1371 km, 1916 km, 2371 km, 2771 km și 2876 km.

Ideea aproximării duratelor de parcurs prin segmente succesive de drepte nu este nouă. Ea a fost propusă în 1926 de Byerley [1], care a reprezentat hodocrona undelor P în intervalul $\Delta° < 65$, prin două drepte, care își schimbă brusc înclinarea la distanța $\Delta° = 20...25$. Carder [2] a aproximat curbele $S-P$ pentru $\Delta° < 60$ cu cinci segmente, care se intersectează la distanțele 19°, 23°, 34° și 49°, unde vitezele undelor seismice își schimbă valoarea.

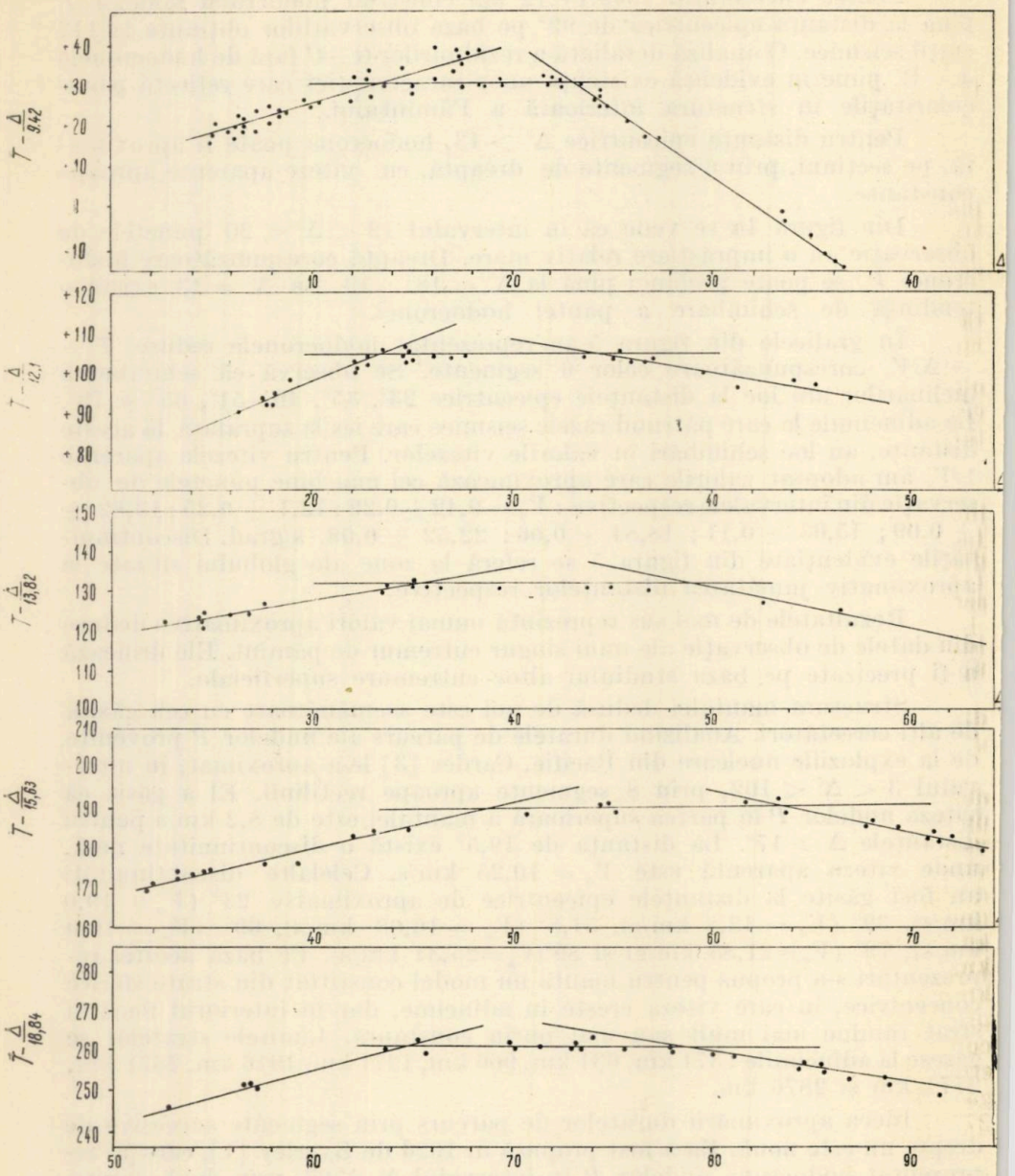


Fig. 5. — Reziduurile duratelor de parcurs față de diferite baze pentru $\Delta = 7° \ldots 92°$.

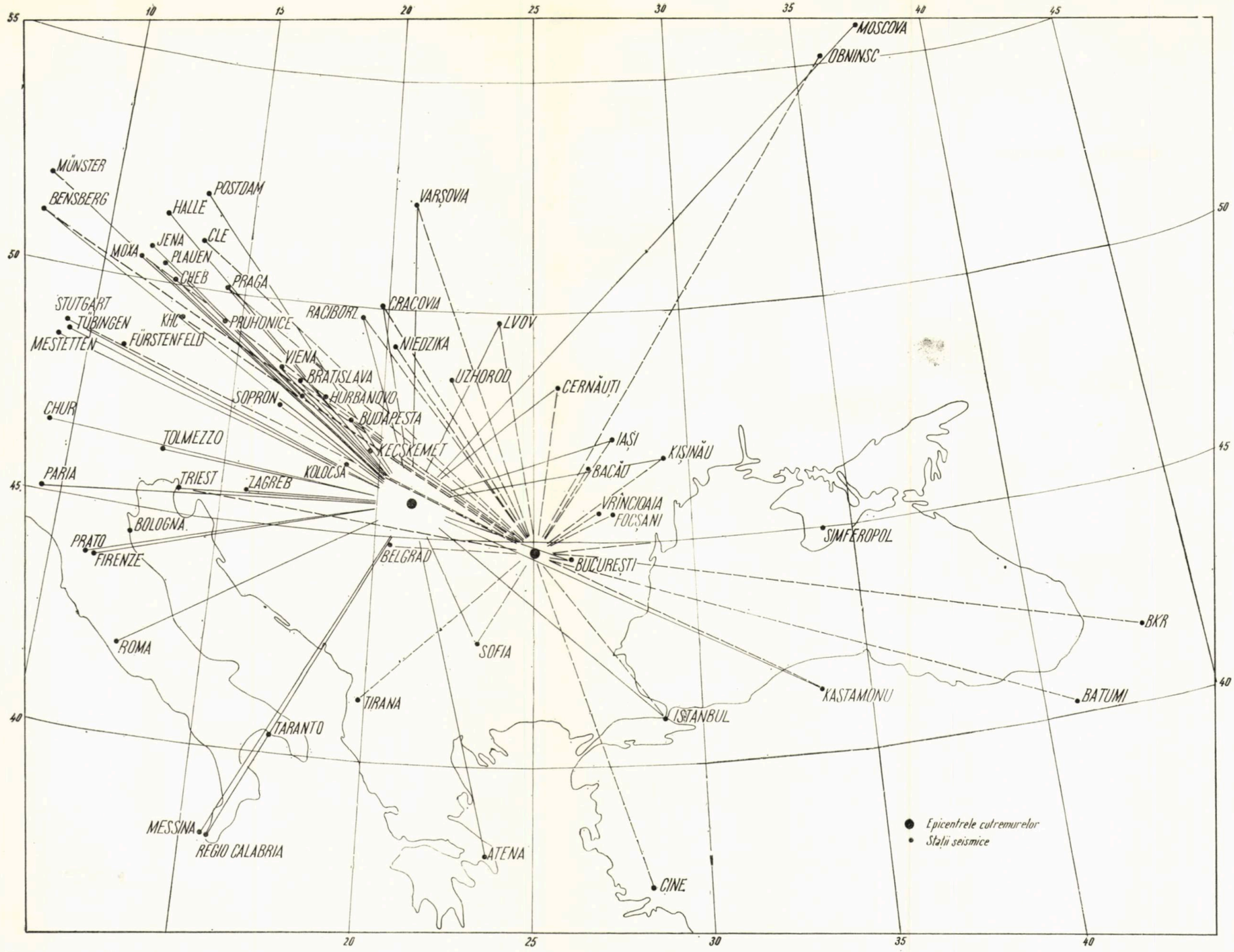


Fig. 6. — Distribuția stațiilor seismice.

În studiile ulterioare se continuă aplicarea acestui procedeu, punîndu-se în evidență discontinuități noi în mantaua terestră sau precizîndu-se cele vechi.

Dintre studiile recente amintim lucrarea lui Vinnik și Nikolaev [15], în care s-a studiat microstructura hodocronei undelor longitudinale pe baza a două rețele regionale de stații seismice din Siberia și Kirkizia. Măsurînd derivatele $dt/d\Delta$, autorii au găsit că acestea se micșorează brusc la distanțele epicentrice 15°—18°, 37°—39°, 51°—53° și 72°—74°. Ultimele trei intervale corespund adîncimilor de 900 km, 1 300 km și 1 900 km, unde are loc o creșterere bruscă a vitezelor seismice cu adîncimea. Se separă și porțiuni cu variație mică a derivatei la distanțele 30°—36°, 40°—45° și peste 92°, unde creșterea vitezei undelor seismice longitudinale cu adîncimea este foarte mică sau poate viteza se micșorează. Aceste distanțe corespund adîncimilor de 800—900 km, 1 000—1 100 km și 2 600—2 900 km.

7. OBSERVAȚII FINALE

Studiul efectuat asupra duratelor de parcurs ale undelor P provenite de la cutremurele superficiale cu epicentrele în Banat (27.V.1959) și Cîmpulung-Muscel (12.IV.1969) a permis evaluarea adîncimii medii a limitelor Conrad și Mohorovičić.

Pentru vitezele undelor P_g, P^X și P_n s-au obținut valorile 5,76 — 5,78 km/s, 7,55 km/s și 8,02—8,16 km/s. Gradul de certitudine al acestor mărimii este dat de reziduurile de timp ale datelor de observație, care nu deviază mult de la o distribuție normală a erorilor. Pe baza datelor de mai sus, au rezultat pentru grosimile stratelor granitic și bazaltic valorile 24,5 km și 14,4 km.

Adîncimea medie a limitei Mohorovičić este de 36 km. Această valoare este mai mică cu 17 km decît cea dată în lucrarea [11], unde s-a folosit același procedeu ($h = 53$ km). Diferența se poate explica prin doi factori:

a) cutremurele studiate s-au produs în regiuni unde structura scoarței terestre nu este identică;

b) focarele au avut adîncimi diferite.

Rezultatele obținute pentru limita Mohorovičić în cazul cutremurelor utilizate în această lucrare pot avea un grad de certitudine mai mare decît cele deduse din studiul hodocronelor cutremurului 1959.V.31, cu adîncimea de 34 km.

De observat că la stația Focșani s-a obținut pentru $O-C$ o valoare negativă relativ mare la cutremurul cu epicentrul la Cîmpulung ($O-C = -6{,}3$ s), iar la stația Cîmpulung un reziduu mare de același sens la seismul 1959.V.31, cu epicentrul la Focșani ($O-C = -5{,}2$ s). Între duratele de parcurs înregistrate la cele două stații există o corelare reciprocă, condiționată de un factor comun care duce la anomalia semnalată. Rezultatele obținute în lucrarea D. Enescu și col. [9] arată că pachetul de roci sedimentare prezintă o scufundare accentuată în regiunea Focșani (unde adîncimea fundamentului cristalin atinge valori de 18 km), fapt ce se manifestă prin întîrzieri în propagarea undelor seismice care trec

prin această zonă. Este cazul înregistrărilor cutremurelor la staţia seismică Focşani şi a propagării în anumite direcţii a undelor provenite de la focarele din regiunea Vrancea.

Întrucît în determinările noastre s-au folosit în special datele de observaţie ale staţiilor seismice din sud-estul Europei (fig. 6), valorile găsite pentru adîncimea limitei Mohorovičić se referă nu numai la teritoriul României, ci la întreaga această zonă sud-estică a Europei.

Hodocronele $T = f(\Delta)$ pentru $13° < \Delta < 92°$ au pus în evidenţă existenţa unor discontinuităţi în mantaua terestră, reflectate în hodocronă la distanţele epicentrice 23°, 35°, 49—51°, 65° şi 79°, unde vitezele undelor seismice îşi schimbă valorile.

Problema reprezintă un real interes şi trebuie să i se afecteze cercetări suplimentare. Studiul iniţiat aici urmează a fi continuat pe baza unui material mai bogat, urmărindu-se în special obţinerea de informaţii asupra particularităţilor structurale ale mantalei în regiunea carpato-balcanică.

Primit la redacţie la 30 octombrie 1971
şi revăzut la 9 iunie 1973

DATA ON THE CRUSTAL AND MANTLE STRUCTURE

(*Abstract*)

In the present paper the crustal and mantle structure is studied, by using the P wave travel times of shallow earthquakes with epicentres in the Romanian territory.

For Conrad and Mohorovičić discontinuities, in the south-east part of Europe there were obtained the average values 24.5 km and 36 km, respectively.

The travel times $T = f(\Delta)$ from $\Delta = 13°$ to 92° can be represented by six straight line segments indicating abrupt velocity changes around 23°, 35°, 50°, 65° and 79°.

BIBLIOGRAFIE

1. Byerly, P., *The Montana Earthquake of June 28, 1925*, Bull. Seis. Soc. Am., **16**, 209—265 (1926).
2. Carder Dean, S., *The Travel Times of the P and S Waves from Mexican Earthquakes*, Trans. Am. Geoph. Un., *14* (1933).
3. Carder Dean, S., *Travel Times from Central Pacific Nuclear Explosions and Inferred Mantle Structure*, Bull. Seis. Soc. Am. **54**, *6B*, 2271—2294 (1964).
4. Constantinescu, Liviu, D. Enescu, M. Ianăş, *Integrarea informaţiilor seismologice şi gravimetrice pentru studiul structurii scoarţei terestre în România*, St. cerc. geol., geofiz., geograf., seria geofizică, **5**, *2*, 173—183 (1967).
5. Constantinescu, P., I. Cornea, D. Enescu, St. Pătruţ, Fl. Rădulescu, S. Spânoche, *Evaluations preliminaires de l'épaisseur de la croute terrestre sur le territoire de la R. S. Roumanie*, Rev. roum. géol., géophys., géogr., serie géophysique, **14**, *1* (1970).
6. Curea, I., U. Marienuţ, O. Slimac, E. Toro, D. Nedin, *Seism de o violenţă neobişnuită în Banat*, Univ. Timişoara, 1960.
7. Curea, I., *Cutremure recente în Banat*, St. cerc. astr. şi seism., **6**, *2*, 287—292 (1961).
8. Enescu, D., I. Cornea, P. Constantinescu, *Primele încercări de evaluare a grosimii scoarţei terestre în România prin sondaje seismice punctuale. Consideraţii asupra structurii*

mantalei superioare, St. cerc. geol., geofiz., geograf., seria geofizică, **5**, *2*, 185—197 (1967).

9. Enescu, D., I. Cornea, P. Constantinescu, Fl. Rădulescu, St. Pătruț, *Structura scoarței terestre și a mantalei superioare în zona curburii Carpaților*, St. cerc. geol., geofiz., geograf., seria geofizică, **10**, *1* (1972).
10. Grigorova, I., D. Sokerova, *A Determination of the Depth of Mohorovičić's Boundary in Bulgaria based on Body Waves of near Earthquakes*, Paper Presented at the Ninth Assembly of the European Seismological Commission. August 1966, Copenhaga 1967, p. 39—42.
11. Iosif, T., D. Jianu, S. Iosif, *Studiul seismic al structurii scoarței terestre în România*, St. cerc. geol., geofiz., geograf., seria geofizică, **8**, *1*, 29—36 (1970).
12. Iurkevici, O. I., *Vozmojnosti opredelenia zemnoi kori v Karpatah po seismologhiceskim dannîm*, Gheofiziceskie issledovaniia stroenea zemnoi korî iuga vostocinoi Europî, Verhnaia mantia, 1967, p. 5.
13. Papazachos, Basil C., Peter E. Comminakis, John C. Drakopoulos, *Preliminary results of on Investigation of Crustal Structure in Southeasern Europe*, Bull. Seis. Soc. Am., **56**, *6*, 1241—1268 (1966).
14. Piateţki i. dr., *Opredelenie epiţentrov na ţifrovoi elektronnoi vîcislitelnoi maşine*, DAN SSSR, **151**, *2* (1963).
15. Vinnik, L. P., A. V. Nikolaev, *Mikrostruktura godografa prodolnoi volnî*, DAN SSSR, **186**, *3*, 571—574 (1968).

O SOLUȚIE PENTRU INTERPRETAREA MĂSURĂTORILOR SEISMICE SUBTERANE PRIN METODA REFLEXIEI

DE

SEVER SPÂNOCHE și PAUL CRISTEA

Institutul de geofizică aplicată, București, str. Izvor nr. 78

1. INTRODUCERE

Cercetări seismice de reflexie în subteran sînt efectuate, printre altele, pentru determinarea limitei sării și pentru prospectarea zonelor de faliere, purtătoare de minereuri. O particularitate a acestor măsurători este aceea că se iau în considerație toate cele trei dimensiuni ale spațiului, atît pentru poziția dispozitivelor de înregistrare și de explozie care sînt impuse de construcția minei, cît și pentru suprafața reflectatoare căutată, care poate ocupa o poziție oarecare în spațiu.

Pentru determinarea poziției unui orizont reflectator în spațiu, geofoanele sînt dispuse de obicei pe două dispozitive liniare, neparalele. Corelarea undelor reflectate se realizează prin condiția de suprapunere a capetelor dispozitivelor de înregistrare și împușcarea din același punct de explozie (fig.1).

Practica măsurătorilor subterane [1] a adus unele limitări în alegerea poziției punctelor de explozie și a dispozitivelor de geofoane. S-a constatat ca favorabilă menținerea unui interval de o lungime de dispozitiv de înregistrare între punctul de explozie și geofonul cel mai apropiat al dispozitivului. În acest fel, undele longitudinale reflectate nu sînt interferate cu unda directă sau cu undele reflectate de la golurile exploatării și nici nu sînt influențate de unda de aer și de agitațiile caracteristice din cazul unei împușcături produse în imediata vecinătate a dispozitivului. Reflexiile care provin de la suprafața aer-sol se observă, din fericire, foarte rar, probabil datorită faptului că undele generate în subteran sînt absorbite puternic de rocile din apropierea suprafeței din cauza frecvențelor lor înalte.

Punctele de explozie și dispozitivele de înregistrare pot ocupa oricare poziție în spațiu, însă nu toate aranjamentele posibile permit obținerea unor rezultate foarte precise. De aceea pentru evitarea unor erori este indicat:

a) unghiul format de dreapta care trece prin dispozitivul de geofoane și de dreapta care unește punctul imagine cu unul dintre geofoane trebuie să fie mai mare de 30° ($< 150°$);

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 11, NR. 2, P. 221–229 BUCUREȘTI, 1973

b) lungimea dispozitivului de înregistrare să nu fie mai mică decît a 20-a parte a distanţei dintre punctul imagine şi unul din geofoane.

La interpretarea reflexiilor obţinute prin aranjamentul propus mai sus rezultă totdeauna două elemente de suprafaţă reflectatoare ca soluţii, din care numai una reprezintă adevăratul element, cealaltă soluţie neavînd semnificaţie. Distingerea soluţiei adevărate de cea aparentă se face aproape întotdeauna pe baza raporturilor structurale geologice, cunoscute cel puţin în linii mari. Dacă deosebirea nu este posibilă pe această cale, pot ajuta măsurători suplimentare prin seismica de reflexie.

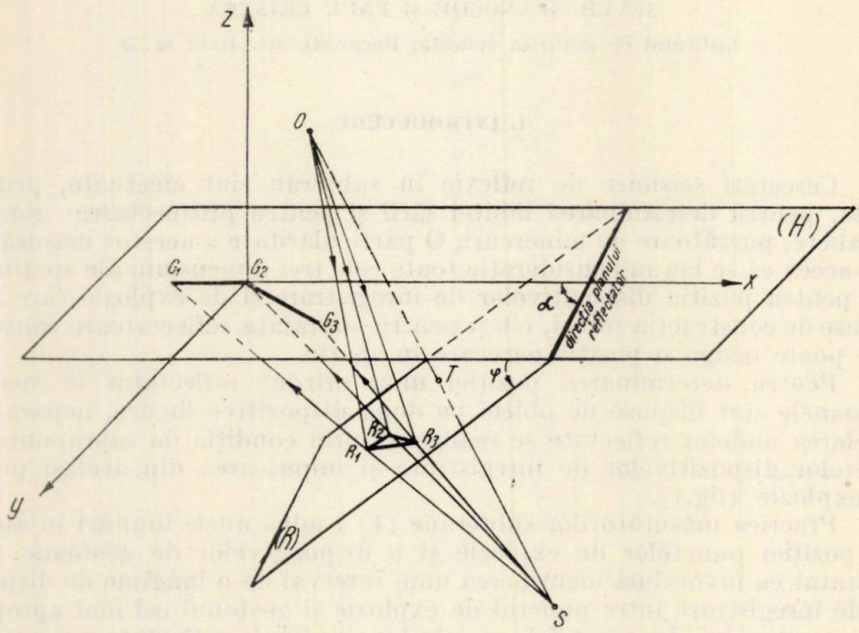


Fig. 1. — Reprezentarea dispozitivelor de înregistrare şi a punctului de explozie:

O — punctul de explozie; *S* — punctul imagine; G_1 G_2 şi G_2 G_3 — dispozitivele de geofoane; $R_1R_2R_3$ — elementul de suprafaţă reflectatoare.

Valorificarea reflexiilor se poate efectua pe cale analitică sau grafică.

Scopul prezentului articol este de a descrie construcţii universal-valabile pentru elemente plane de suprafeţe reflectatoare cu ajutorul geometriei analitice, utilizînd metoda punctului-imagine din seismică. Este tratat cazul a două dispozitive de geofoane situate într-un plan (orizontal), unite ca laturile unui unghi. Ele pot fi împuşcate dintr-un punct de explozie arbitrar.

Pe baza exemplului dintr-o galerie cu mineralizaţii de sulfuri complexe din zona munţilor Retezat, se vor prezenta rezultatele interpretării măsurătorilor seismice.

2. PRINCIPII DE CALCUL

Fie două dispozitive de înregistrare G_1G_2 și G_2G_3 (fig. 2), dispuse pe laturile unui unghi. Mărimea unghiului este cuprinsă între 30° și 120°. domeniul 45°—90° fiind deosebit de favorabil. Poziția punctului de explozie este arbitrară, iar dispozitivele sînt situate într-un plan orizontal.

Pentru determinarea poziției unui orizont reflectator în spațiu trebuie rezolvate trei faze succesive:

— construirea punctului-imagine S;
— construirea planului reflectator R;
— construirea punctelor de reflexie R_1, R_2, R_3.

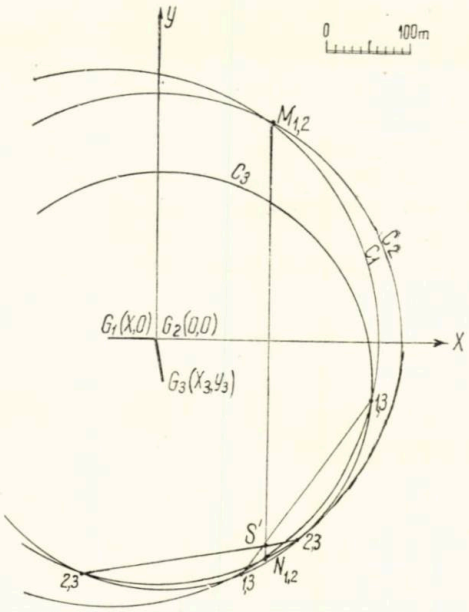


Fig. 2. — Construcția punctului imagine S în planul orizontal H.

Din timpii de parcurs ai unei reflexii, măsurați la geofoanele G_1, G_2, G_3, se calculează lungimile drumurilor parcurse de undă, luîndu-se o viteză constantă. Locul geometric al tuturor punctelor-imagine posibile este cîte o suprafață sferică, cu centrul în locul geofonului și cu raza egală cu lungimea drumului. În planul orizontal, sferele aparținînd lui G_1, G_2 și G_3 apar cercuri, a căror intersecție permite determinarea poziției lui S' (proiecția lui S în planul orizontal).

Expresiile analitice ale ecuațiilor cercurilor C_1, C_2 și C_3 sînt

$$(x + x_1)^2 + y^2 = V^2 t_1^2, \qquad (1)$$

$$x^2 + y^2 = V^2 t_2^2, \tag{2}$$

$$(x - x_3)^2 + (y - y_3)^2 = V^2 t_3^2. \tag{3}$$

Cercurile C_1 şi C_2 se intersectează în punctele $M_{M_{1,2}}$ şi $N_{M_{1,2}}$, ale căror coordonate sînt

$$x_{1,2} = \frac{V^2 t_1^2 - V^2 t_2^2 - x_1^2}{2x_1},$$

$$y_{1,2} = \sqrt{V^2 t_2^2 - x_{1,2}^2}.$$

Segmentul $\overline{M_{1,2} N_{1,2}}$ are semnificaţia proiecţiei orizontale a cercului de intersecţie dintre cele două sfere în jurul lui G_1 şi G_2. Pe acest cerc de intersecţie trebuie să se găsească punctul-imagine S. Deoarece punctul-imagine trebuie să se găsească şi pe sfera din jurul lui G_3, vom lua în consideraţie şi proiecţiile orizontale ale cercurilor de intersecţie ale celor-lalte perechi de sfere.

Ecuaţiile acestor drepte de intersecţie sînt

$$x - \frac{V^2 t_1^2 - V^2 t_2^2 - x_1^2}{2x_1} = 0, \tag{4}$$

$$x + \frac{y_3}{x_3} y - \frac{V^2 t_2^2 - V^2 t_3^2 + x_3^2 + y_3^2}{2x_3} = 0, \tag{5}$$

$$x + \frac{y_3}{x_1 + x_3} y - \frac{V^2 t_1^2 - V^2 t_3^2 - x_1^2 + x_3^2 + y_3^2}{2(x_1 + x_3)} = 0. \tag{6}$$

Intersecţia dreptelor (4), (5), (6) în planul orizontal se realizează îndeplinindu-se condiţia de concurenţă

$$\begin{vmatrix} 1 & 0 & -\dfrac{V^2 t_1^2 - V^2 t_2^2 - x_1^2}{2x_1} \\ 1 & \dfrac{y_3}{x_3} & -\dfrac{V^2 t_2^2 - V^2 t_3^2 + x_3^2 + y_3^2}{2x^3} \\ 1 & \dfrac{y_3}{x_1 + x_3} & -\dfrac{V^2 t_1^2 - V^2 t_3^2 - x_1^2 + x_3^2 + y_3^2}{2(x_1 + x_3)} \end{vmatrix} = 0,$$

iar coordonatele punctului de intersecție, care sînt coordonatele în spațiu ale punctului-imagine, se exprimă prin

$$x_S = \frac{V^2 t_1^2 - V^2 t_2^2 - x_1^2}{2x_1},$$

$$y_S = \frac{1}{2x_1 y_3} \{x_1(x_3^2 + y_3^2) + x_1^2 x_3 - V^2[x_3(t_1^2 - t_2^2) + x_1(t_3^2 - t_2^2)]\}, \quad (7)$$

$$z_S = \pm \sqrt{V^2 t_2^2 - x_S^2 - y_S^2}.$$

Ambiguitatea asupra semnului valorii coordonatei z_S se elimină considerînd condițiile structural-geologice ale zonei investigate.

Trebuie remarcat că raționamentele efectuate s-au referit la dispozitive orizontale. Pot exista însă situații în care dispozitivul de înregistrare să ocupe una din următoarele situații: orizontal (h), vertical (v), înclinat (g). Următoarele combinații de cîte două dispozitive au sens: hh, hg, hv, gg, gv, vv.

Cazurile vv, hv și gv se pot rezolva analog cu cazul deja descris (hh) dacă sistemul de referință se alege astfel ca ambele dispozitive să se afle în planul vertical.

Cunoscînd poziția punctului-imagine S și a punctului de explozie O (de coordonate x_S, y_S, z_S și x_0, y_0, z_0), se poate trece la determinarea planului reflectator R (fig. 1).

Ecuația generală a planului este dată de relația

$$Ax + By + Cz + D = 0,$$

în care A, B, C reprezintă coordonatele vectorului perpendicular pe plan. Deci

$$A = x_0 - x_S,$$

$$B = y_0 - y_S,$$

$$C = z_0 - z_S.$$

Cum planul reflectator, perpendicular pe dreapta OS, trece prin punctul T de la jumătatea distanței OS, de coordonate $\frac{x_0 + x_S}{2}$, $\frac{y_0 + y_S}{2}$, $\frac{z_0 + z_S}{2}$, rezultă că ecuația acestui plan este

$$(x_0 - x_S)\frac{x_0 + x_S}{2} + (y_0 - y_S)\frac{y_0 + y_S}{2} + (z_0 - z_S)\frac{z_0 + z_S}{2} + D = 0.$$

Astfel,

$$D = \frac{(x_S^2 - x_0^2) + (y_S^2 - y_0^2) + (z_S^2 - z_0^2)}{2},$$

deci ecuaţia planului reflectator R are următoarea expresie:

$$(x_0 - x_S)\, x + (y_0 - y_S)\, y + (z_0 - z_S)\, z +$$

$$+ \frac{(x_S^2 - x_0^2) + (y_S^2 - y_0^2) + (z_S^2 - z_0^2)}{2} = 0. \qquad (8)$$

Pentru $z = 0$, ecuaţia (8) devine

$$(x_0 - x_S)x + (y_0 - y_S)y + \frac{(x_S^2 - x_0^2) + (y_S^2 - y_0^2) + (z_S^2 - z_0^2)}{2} = 0 \qquad (9)$$

şi reprezintă urma planului reflectator în planul orizontal. Pentru determinarea direcţiei acestei drepte este suficient să facem pe rînd $x = 0$ şi $y = 0$ şi obţinem astfel în planul orizontal direcţia planului reflectator.

Unghiul de înclinare (φ) al planului reflectator cu planul orizontal ($z = 0$) se determină prin relaţia

$$\cos\varphi = \frac{A_1A_2 + B_1B_2 + C_1C_2}{\sqrt{(A_1^2 + B_1^2 + C_1^2)(A_2^2 + B_2^2 + C_2^2)}}.$$

Pentru cazul studiat avem

$$\cos\varphi = \frac{z_0 - z_S}{\sqrt{(x_0 - x_S)^2 + (y_0 - y_S)^2 + (z_0 - z_S)^2}}. \qquad (10)$$

Trebuie acum determinate punctele de reflexie R_1, R_2, R_3; ele sînt punctele comune ale razelor seismice şi ale planului reflectator.

Ecuaţia razei R_1 se determină prin ecuaţia dreptei din spaţiu, care trece prin punctele G_1 şi S:

$$\frac{x + x_1}{x_S + x_1} = \frac{y}{y_S} = \frac{z}{z_S}, \qquad (11)$$

din care rezultă

$$x = \frac{y}{y_S}(x_S + x_1) - x_1, \qquad (12)$$

$$z = \frac{y}{y_S} z_S. \tag{13}$$

Expresiile (12), (13) se introduc în (8) și se obțin coordonatele punctului reflectator R_1 :

$$x_{R_1} = y_{R_1} \frac{x_S + x_1}{y_S} + x_1 ,$$

$$y_{R_1} = \frac{y_S}{2} \cdot \frac{x_0^2 + y_0^2 + z_0^2 - x_S^2 - y_S^2 - z_S^2 + 2x_1x_0 - 2x_1x_S}{x_S\,x_0 - x_1\,x_S + x_1x_0 + y_0\,y_S + z_0\,z_S - x_S^2 - y_S^2 - z_S^2} , \tag{14}$$

$$z_{R_1} = y_{R_1} \cdot \frac{z_S}{y_S} .$$

În mod analog se face și determinarea punctelor de reflexie R_2, R_3 utilizînd relațiile generale, pentru $i = 2,3$:

$$x_{R_i} = \frac{(y_{R_i} - \quad_i)\,(x_S - x_i)}{(y \quad - y_i)} + x_i,$$

$$= \frac{-y_S)(x_0^2+y_0^2+z_0^2)+y_i(x_S^2+z_S^2-y_S^2) +y_S\,(x_S^2+y_S^2+z_S^2) -2y_i(x_Sx_0+z_Sz_0)+2x_iy_S(x_0-x_S)}{2(x_S^2 + y_S^2+z_S^2+x_ix_0+y_iy_0-x_ix_S-y_iy_S-x_0x_S-y_0y_S-z_0z_S)} . \tag{15}$$

$$z_{Ri} = \frac{y_{Ri} - y_i}{y_S - y_i} \cdot z_S .$$

În acest fel, pe baza măsurătorilor seismicii de reflexie se poate determina poziția în spațiu, sub formă de triunghi ($R_1\ R_2\ R_3$), a elementului de suprafață reflectatoare.

Aceste rezultate se trec sub o formă adecvată pe un plan minier astfel : în planul orizontal se trec coordonatele elementului de suprafață reflectator ; în cadrul acestui triunghi se trece direcția α a planului reflectator și perpendicular pe această direcție vectorul înclinare.

Pentru stabilirea sensului de înclinare al vectorului se ține cont de poziția în planul orizontal a dreptei (9) și a elementelor suprafeței reflectatoare (15), precum și de cota z_S a punctului-imagine.

Mărimea unghiului de înclinare φ și cota z_{R_i} a elementului reflectator se trec de asemenea pe planul minier lîngă vectorul înclinare. Este util să se noteze și proveniența elementului reflectator după punct de explozie și dispozitiv de înregistrare.

Remarcăm posibilitatea înregistrării a două dispozitive de înregistrare din mai multe puncte de explozie. În acest mod pot fi obținute mai multe elemente ale suprafeței reflectatoare.

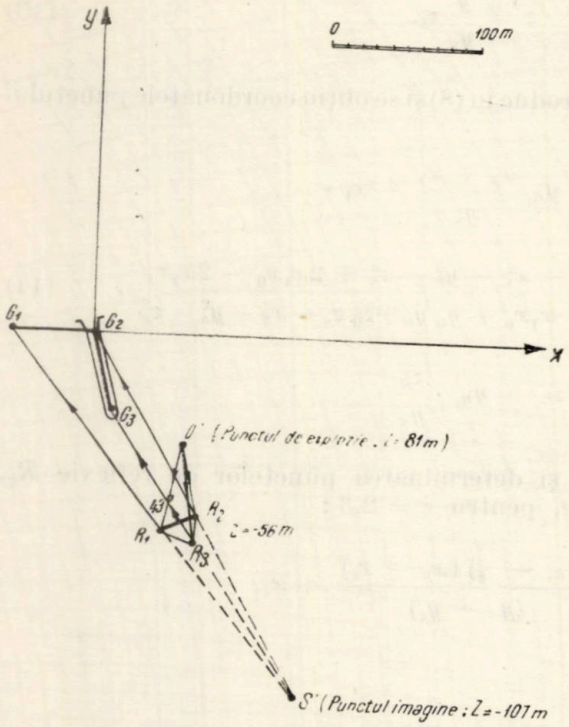


Fig. 3. — Un exemplu din zona cristalinului Munţilor Retezat (valea Murguşii), cu indicarea poziţiei şi înclinării unui orizont reflectator. Toate determinările sînt cuprinse în planul orizontal (*H*) în care sînt amplasate dispozitivele de înregistrare.

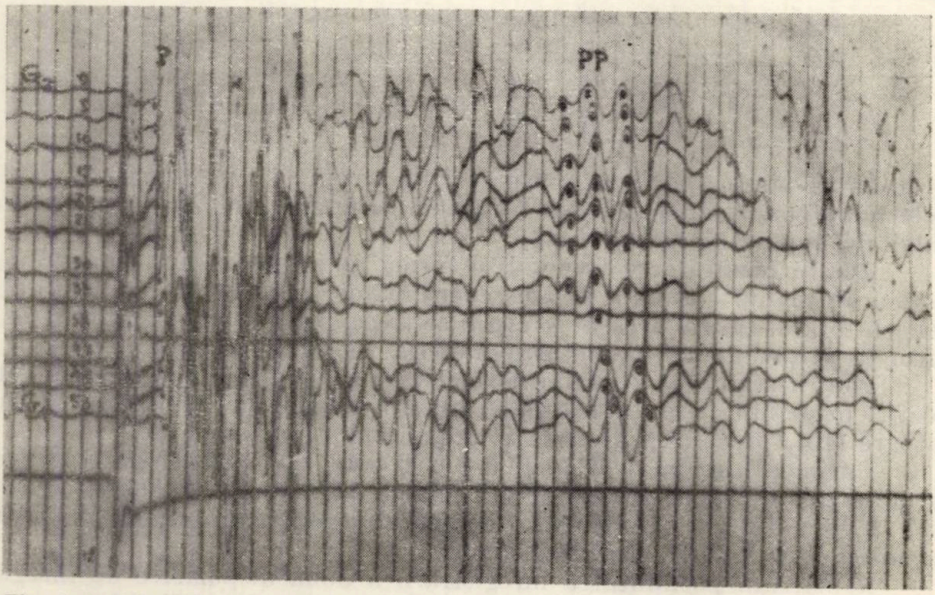


Fig. 4. — Seismogramă aparţinînd exemplului din zona Munţilor Retezat (fig. 3), cu o reflexie de la zona de faliere cu mineralizaţii.

3. DESCRIEREA REZULTATELOR

Pentru exemplificarea procedeului propus ne servim de un exemplu practic obținut în urma unor măsurători seismice executate într-o galerie în zona cu iviri de mineralizații de sulfuri complexe de pe Valea Murgușii (munții Retezat).

În figura 3 este prezentat un plan minier care trece prin galerie și care cuprinde atît dispozitivele seismice de înregistrare (G_1G_2 și G_2G_3), cît și punctul de explozie O. Pe fiecare dispozitiv au fost plasate cîte 12 geofoane, la 5 m unul de altul.

Problema a constat în reprezentarea unor reflexii de la zonele de faliere în legătură cu prezența mineralizației.

În figura 4 se prezintă o seismogramă în care se recunoaște reflexia PP de la planul faliat, precum și unda directă P.

Elementul reflectator rezultat din construcție, prezentat în figura 3, indică o înclinare spre N cu 45°. Pentru o claritate mai mare au fost introduse punctul-imagine, punctele de reflexie R_1, R_2, R_3 și mersul real și aparent al razelor.

Rezolvarea analitică a problemei descrise mai sus, pe lîngă faptul că din punctul de vedere al exactității este superioară celorlalte procedee, prezintă avantajul unor formule de calcul simple, care permit efectuarea în 3—4 minute, la un calculator modest de tipul Felix C.E. 32, a determinării poziției spațiale pentru un element reflectator.

Primit la redacție la 30 noiembrie 1972

UNE SOLUTION POUR L'INTERPRÉTATION DES MESURAGES SISMIQUES SOUTERRAINS PAR LA MÉTHODE DES ONDES RÉFLECHIES

(*Resumé*)

On présente une solution d'interpretation des mesurages souterrains par la méthode des ondes réfléchies et on décrit la manière de construire les éléments des surfaces planes réfléchissantes, disposées arbitrairement dans l'espace, à l'aide de la méthode du point-image, par resolution analytique.

On traite le cas de deux dispositifs d'enregistrement, unis sous un angle, situés dans le plan horizontal, ayant le point de tir dans une position arbitraire.

BIBLIOGRAFIE

1. SCHMIDT, E., *Verfahren zur Auswertung reflexionsseismischer Untertagemessungen nach der Spiegelpunktmethode*, Geophys. Prosp., **XVI**, 2 (1968).

STUDIU INFORMAȚIONAL AL OPACITĂȚII ATMOSFERICE

DE

VALERIA WINTER

Observatorul astronomic București

1. CONSIDERAȚII GENERALE

Studierea radiației solare reprezintă o problemă de o deosebită importanță pentru fizica atmosferei, deoarece principala sursă de energie care alimentează uriașa mașină termică și dinamică a atmosferei rămîne energia primită de la Soare.

În faza actuală a dezvoltării actinometriei, studiul proceselor radiative din atmosferă a luat forme noi, strict obiective, bazate pe numărul enorm de date de observație obținute la sol și la mai multe nivele din altitudine, precum și prin prelucrarea lor prin calcul.

Dacă culegerea datelor amintite poate fi considerată ca rezolvată în cea mai mare parte, satisfăcînd foarte multe din exigențe, problema prelucrării prin calcul este încă deschisă în ansamblul ei, fiind exact rezolvată numai pentru cîteva cazuri foarte particulare sau, în cazurile reale complexe, folosindu-se aproximații asupra structurii și comportării fluxurilor radiative din atmosferă și a atmosferei însăși.

În literatura actinometrică se obișnuiește folosirea unor modele de atmosferă ideală, ca, de exemplu, modelul difuziei moleculare Rayleigh, modelul difuziei sferice etc. Cu toate că aceste modele teoretice sînt deosebit de valoroase din punctul de vedere al înțelegerii fizice, aplicarea lor practică este limitată, datorită idealizării proprietăților optice pe care acestea le reprezintă. De aceea este de dorit să se studieze regimul mediu radiativ al atmosferei într-un cadru mai real.

Studii sistematice asupra variației intensității și compoziției fluxurilor de undă scurtă de origine solară au fost făcute îndeosebi de către școlile de actinometrie anglo-americană, sovietică și germană, la care s-au mai alăturat cercetători și din alte țări, ca Japonia, Suedia ș.a.

Pornind de la studiul radiației solare care traversează o atmosferă ideală și de la legile fizice care o guvernează, eforturile tuturor cercetătorilor au fost dirijate spre elucidarea problemei centrale a actinometriei, anume studierea extincției radiației solare în atmosfera reală.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 11, NR. 2, P. 231–253, BUCUREȘTI, 1973

În 1964, Volz a pus în evidenţă caracterul aproximativ al tuturor metodelor de determinare a intensităţii radiaţiei solare folosite pînă atunci.

Datorită recentelor dezvoltări ale instrumentaţiei, se pot obţine date mai precise asupra fluxurilor de energie solară cu ajutorul măsurătorilor directe şi calculelor bazate pe observaţiile actuale. Totuşi, cele mai multe din aceste cercetări arată o discrepanţă între datele măsurate şi aproximările teoretice. De pildă, există o fisură între modelele teoretice (imaginea difuziei sferice, imaginea difuziei Rayleigh etc.) şi procesele reale ale difuziei observate în atmosferă. Dealtfel pare să existe de asemenea o fisură între cercetările spectrale detaliate şi evaluarea radiaţiei în benzi largi, folosite mai frecvent în studiile de fizica atmosferei.

Pentru înlăturarea neconcordanţelor, este esenţială, în aspectele aplicate ale problemei, corelarea observaţiilor simultane ale radiaţiei solare cu cunoştinţele existente asupra naturii proceselor fizice şi a distribuţiei spectrale a acesteia.

★

2. STUDIUL COMPARATIV AL OPACITĂŢII ATMOSFERICE ÎN ZONE DIFERITE DIN PUNCT DE VEDERE OROGRAFIC ŞI CLIMATIC

Distribuţia spectrală a fluxurilor radiante depinde de înălţimea solară şi de opacitatea atmosferică. Procesul de difuzie şi absorbţia selectivă a energiei care se propagă prin atmosferă sînt factorii principali care afectează această distribuţie.

Se ştie că modificarea pe care o suferă radiaţia solară la trecerea ei prin atmosferă poate, după Rayleigh, să fie determinată cu o precizie satisfăcătoare dacă atmosfera constă numai dintr-un amestec gazos pur şi uscat. În realitate, atmosfera conţine mai mulţi componenţi gazoşi, apă şi pulberi. Vaporii prezintă o puternică absorbţie în IR. Particulele lichide sau solide din atmosferă, care, indiferent de compoziţia lor chimică, sînt grupate sub numele de aerosol, produc nu numai absorbţia şi reflexia, ci şi o difuzie selectivă a radiaţiei, care creşte rapid cu cît lungimile de undă descresc în spectrul solar. Această acţiune este dependentă de numărul particulelor pe unitatea de volum, de mărimea şi de caracterul lor, precum şi de faptul dacă sînt corpuri transparente sau opace. Picăturile de apă, al căror număr şi mărime variază de la un strat de aer la altul, sînt în mod frecvent cauza schimbărilor rapide ale mărimii intensităţii radiaţiei solare.

Pentru obţinerea unei valori cît mai riguroase a fluxului radiant solar, este necesară, prin urmare, şi determinarea transparenţei sau opacităţii aerului în condiţiile pe care le creează structura fizico-chimică a acestuia. Din aceste motive am ales ca factori perturbatori distanţa zenitală z_i, umezeala relativă a aerului U_k şi viteza vîntului w_l.

În adevăr, variaţiile umezelii relative şi ale vitezei vîntului contribuie la variaţii ale opacităţii aerului prin modificări ale concentraţiei şi spectrului dimensional al aerosolului atmosferic. În plus, modificările distanţei zenitale, prin variaţii ale drumului optic parcurs de fluxul radiant în atmosferă, duc la variaţii ale intensităţii radiaţiei solare directe.

Atît măsurarea fluxului solar, cît și determinarea opacității aerului constituie operații care trebuie repetate la diferite ore din zi și epoci ale anului, deoarece extincția radiațiilor solare prin absorbție selectivă și prin difuzie în aerul pur și suspensiile care formează aerosolul atmosferic variază, în condiții foarte complexe, cu stările momentane ale atmosferei.

Dacă benzile de absorbție ale vaporilor de apă sînt obturate cu ajutorul filtrelor interferențiale, extincția măsurată la înălțimi solare care nu sînt foarte joase este datorită exclusiv difuziei [4].

Pînă în prezent nu s-a făcut o evaluare precisă a transmisiei datorită vaporilor de apă și aerosolului, cu tot numărul mare de determinări efectuate. Materia, fiind purtată în atmosferă de către curenți în toate direcțiile, suferă deplasări incalculabile în diferitele strate de aer. Din acest motiv, valori comparabile pot fi obținute numai făcînd un număr mare de observații.

În ceea ce privește radiația solară directă, toate măsurătorile trebuie să fie făcute în condiții de cea mai mare similitudine posibilă și trebuie, de asemenea, să fie făcute cînd cerul este lipsit de nori. Dacă atmosfera este privită ca un întreg, aceste determinări fac posibilă comparația între puritatea atmosferei la diferite momente și în diferite locuri.

Considerînd caracterul selectiv al proceselor de difuzie și de absorbție, spectrul radiației solare incidente poate fi împărțit convențional în două domenii de lungime de undă principale:

— *vizibil*, sau intervalul de lungime de undă scurtă ($\lambda < 7\,100$ Å), și

— *IR*, sau intervalul de lungime de undă lungă ($\lambda > 7\,100$ Å).

În domeniul vizibil, extincția radiației este guvernată în principal de procesele de difuzie, pe cînd în domeniul IR procesele de absorbție sînt predominante.

Într-o primă aproximație, un model al atmosferei poate fi considerat acela în care extincția radiației solare este cauzată în întregime de difuzie în domeniul vizibil și în întregime de absorbție în domeniul IR.

Pentru condițiile de opacitate medie, fluxul de radiație solară în vizibil este dependent mai ales de masa de aer și de natura, mărimea și concentrația aerosolului atmosferic. Pe de altă parte, variația fluxului de radiație solară în IR este dependentă în principal de conținutul de vapori de apă și, într-o măsură mai mică, de cantitatea de CO_2.

*

Măsurătorile de radiație solară directă au fost efectuate cu un actinometru blindat Linke — Feussner, prevăzut cu un galvanometru portabil avînd sensibilitatea $6 \cdot 10^{-9}$ A, ambele fabricate de Kipp și Zonen — Olanda.

Pentru determinarea fluxului radiant în domenii spectrale lipsite de absorbție selectivă, am folosit o serie de filtre interferențiale Schott — Jena, care permit măsurarea radiației solare în domenii spectrale înguste de ordinul a 10 mμ, acestea facilitîndu-ne obținerea numai a extincției datorită difuziei aerosolului atmosferic [17].

Observațiile actinometrice au fost executate dimineața (cînd s-a ținut seama de variația rapidă a masei atmosferice și s-a luat șirul de observații perfect simetric) și la amiază, în zilele senine, fără pîclă, cînd

aproximativ 85 % din radiaţia de undă scurtă vine direct de la Soare şi numai 15 % vine de la cer pe calea difuziei.

S-au făcut de fiecare dată cîte două serii de determinări. Întrucît fluxurile măsurate nu au fost determinate simultan şi cele două valori obţinute cu un acelaşi filtru sînt de obicei diferite, s-a cercetat pentru fiecare caz în parte dacă e mai bine să se lucreze cu valori $a_{2\lambda}$ singulare sau cu medii pe cîte un filtru. S-a procedat astfel deoarece în apropierea obiectivelor industriale, pe vreme cu intense inversiuni la sol sau fenomene de condensare în curs, radiaţia solară prezintă variaţii neregulate puternice. Atunci s-au luat medii din şirurile de observaţii repetate. Pentru a obţine valoarea corectă a radiaţiei solare directe, s-a procedat pentru fiecare flux măsurat în modul următor:

— s-a aplicat corecţia de zero, trecîndu-se de la unităţile relative la cele absolute;

— s-a aplicat corecţia de temperatură, pornind de la valoarea interpolată a termometrului alipit de actinometru, prin înmulţirea cu $[1 + 0{,}002\ (t - 20^\circ\ \mathrm{C})]$;

— s-a aplicat corecţia de filtru (calculul fluxului în banda de 10 mμ);

— s-a calculat masa atmosferică, corespunzător distanţei zenitale măsurate;

— s-a făcut reducerea valorilor la distanţa medie Pămînt — Soare;

— cu valorile reduse, pentru benzi lipsite de absorbţie selectivă şi cu constantele solare respective, s-au dedus coeficienţii de extincţie manocromatici:

$$A_\lambda = c \log \frac{I_{\lambda 0}}{I_\lambda},$$

c fiind tabelat. Din valorile obţinute s-au calculat coeficienţii de extincţie ai aerosolului:

$$a_{2\lambda} = A_\lambda - a_{1\lambda},$$

coeficienţii de extincţie Rayleigh $a_{1\lambda}$ fiind tabelaţi. Cu valorile lui $a_{2\lambda}$ s-a trasat

$$\log a_{2\lambda} = \log \beta - \alpha \log \lambda$$

în sistemul $[\log a_{2\lambda}, \log\lambda]$ şi s-au determinat grafic α şi β.

Parametrul β dă o măsură exactă a extincţiei prin aerosol, ceea ce permite ca acest parametru să poată fi întrebuinţat la compararea purităţii atmosferei în diferite locuri.

Al doilea parametru, α, reprezintă o măsură aproximativă pentru mărimea medie a particulelor aerosolului şi funcţiei de difuzie a radiaţiei difuzate. Deci parametrul α ilustrează distribuţia numărului de particule în funcţie de dimensiunea lor.

*

Din punctul de vedere al compoziției optice, aerosolul atmosferic — adică particule difuzante cuprinse între 0,1 și 1 μ rază — este format din nuclee de condensare, care pot fi ori nuclee solide hidrofile acoperite sau nu cu pelicule lichide, ori picături de soluții apoase concentrate. La acestea se mai adaugă și particule solide hidrofobe, de forme neregulate și compoziții chimice variate, avînd indici de refracție foarte diferiți.

În situații atmosferice cu umezeală relativă mai mare, dar aerul fiind încă nesaturat ($75\,\% < U < 100\,\%$), o parte din particulele mai mari ale aerosolului sînt transformate în picături-germen.

Creșterea particulelor higroscopice începe să fie sensibilă în jurul valorii $U = 75\,\%$, cînd se produce brusc solubilizarea nucleelor mari de NaCl (cele mai frecvente) și de alte specii chimice învecinate. Apoi picătura-germen astfel apărută crește mai departe lent, pînă la atingerea unei ușoare suprasaturații față de apă, $U = 100\,\% + \varepsilon$, cînd suferă o nouă și masivă creștere bruscă, devenind picătură de nor sau ceață. În faza de picătură-germen, puritatea optică a aerului a scăzut mult față de faza anterioară, devenind ceea ce se numește, pe etape, pîclă și, aproape de 100 %, aer cețos (fără a fi încă ceață, cu $U > 100\,\%$).

Deoarece o variație a umidității relative U a aerului este însoțită de o variație a mărimii particulelor higroscopice pe care le conține și, prin urmare, o variație a efectului lor optic, vom avea o variație a parametrilor $\alpha\ (r)$ și $\beta\ (N, n)$ independentă una de alta.

Parametrul $\alpha\ (r)$ prezintă o variație cu umezeala relativă, datorită creșterii sau scăderii dimensiunilor picăturilor-germen prin condensare sau evaporare, concentrația totală a particulelor nevariind (parametrul β rămînînd nemodificat). În schimb, $\beta\ (N, n)$ prezintă o variație cu umezeala relativă la o scădere a conținutului de picături-germen prin coalescență.

Ångström [1] și Volz [32] dau valoarea 1,3 parametrului α. Atunci, $a_\lambda = \beta\lambda^{-1,3}$ și, prin urmare, β dă în acest caz o măsură a cantității de aerosoli.

2.1. ORAȘ INDUSTRIAL

În cazul aerosolului atmosferic cu particule de raze diferite, la creșterea umezelii relative ar trebui să se constate o variație regulată a lui $\alpha\ (r)$. Noi însă am constatat că această variație este mult mai complexă (tabela 1). Din măsurătorile noastre, făcute în orașul București, între $U = 30\,\%$ și $U = 45\,\%$, la o creștere a umezelii relative am constatat o scădere a lui $\alpha\ (r)$. Între 45 și 65 %, $\alpha\ (r)$ prezintă o ușoară creștere, ca apoi să scadă puternic între 65 și 80 %, probabil ca urmare a trecerii bruște a aerosolului de la cristal la picătură-germen. Parametrul β se comportă diferit față de variațiile umezelii relative. Pînă la umezeala relativă de 45 %, $\beta\ (N, n)$ suferă o scădere, datorită, probabil, faptului că la o creștere a umezelii relative se produce o scădere a conținutului de picături prin coalescență. Între 45 și 80 %, $\beta\ (N, n)$ crește continuu.

Cum, în general, numărul de nuclee scade cînd umezeala relativă crește, această comportare a lui β (N, n) nu poate fi pusă decît pe seama unei invazii masive de nuclee de la sursele învecinate (șantiere de construcții).

S-a constatat că β (N, n) prezintă cele mai mari valori la masa de aer caldă și umedă, deci cînd opacitatea este mai mare. În masa caldă

Tabela 1

Interval %	U% (mediu)	α (r) mediu	$\beta(N, n)$ mediu
20—35	30,2	1,60	0,093
36—50	43,8	1,38	0,075
51—70	63,7	1,50	0,090
71—90	77,8	1,24	1,127

care a invadat un teritoriu rece, constatăm mai întîi că inversiunea împiedică migrarea în sus a aerosolului atmosferic. În consecință, în stratul inferior masa caldă este caracterizată printr-un înalt grad de impuritate, deci de opacitate, datorită fie ceței opalescente, cînd aerul este relativ uscat, fie umezelii adiționale, cînd el este relativ umed.

În stratul superior al masei calde, deasupra inversiunii, aerul este, așadar, prin comparație pur. Deci, cum concentrația nucleelor este mai mare în condiții de turbulență, înseamnă că este justificată valoarea mai mare a lui β (N, n) în cazul masei de aer cald (tabela 2).

Tabela 2

Masa de aer	α mediu	β mediu
A	1,95	0,031
P	1,62	0,053
T	1,39	0,108

Din datele noastre rezultă că β are o valoare mai mică pentru masa de aer rece, crescînd apoi lent și ajungînd la o valoare foarte mare pentru masa de aer cald. În masa rece, aerosolul este antrenat repede în sus de către convecție, astfel că avem o opacitate scăzută în stratele inferioare. În stratele superioare, concentrația aerosolului crescînd, se mărește și opacitatea. În acest mod poate fi justificată valoarea mică a lui β (N, n) în cazul masei reci, caracterizată printr-o mare puritate a aerului în stratele inferioare din imediata vecinătate a solului. În privința comportării lui α (r) se remarcă o variație cu masele de aer inversă decît cea a lui β (N, n). Pentru masele reci, α (r) ia valoarea cea mai mare, scăzînd apoi lent spre masele calde, unde atinge cea mai mică valoare. Cum masele de aer pot fi mai uscate sau mai umede, vom avea o variație a lui α (r) influențată în primul rînd de starea de umezeală a maselor respective. Putem avea o variație a umidității relative a aerului care este însoțită de o variație a mărimii particulelor higroscopice, fără ca totuși concentrația totală a particulelor să crească.

Din variația umezelii relative corelată cu natura maselor de aer rezultă că maselor mai calde care au invadat un teritoriu rece le corespunde o umezeală relativă mai mare, în timp ce pentru cele reci care au invadat un teritoriu cald aerul devine mai uscat.

Trebuie să mai amintim și rolul deosebit de important pe care-l joacă vîntul în structura fizică a atmosferei joase în perioada caldă a anului, cînd repartiția inegală a temperaturii la sol este mai accentuată.

Din măsurătorile noastre a rezultat, numai în timpul calmului atmosferic, o comportare asemănătoare a parametrilor $\alpha\,(r)$ și $\beta\,(N,\ n)$, ambii avînd o valoare mare. Aceasta se explică prin faptul că aerosolul stagnează în vecinătatea solului în perioada de calm atmosferic. În celelalte cazuri, valorilor scăzute ale lui β le corespund valori ridicate ale lui α și invers.

Pentru celelalte cazuri (cînd nu s-a înregistrat calm atmosferic), explicația poate fi găsită sau în scăderea concentrației aerosolului, printr-o coagulare heterogenă între particulele de praf și nucleele de condensare, sau în creșterea concentrației aerosolului, în parte printr-o microcristalizare explozivă, care duce la o scădere a razei particulelor.

Trebuie menționat aici că observațiile noastre au fost cîteodată stingherite de faptul că, Bucureștiul fiind un oraș industrial, pîcla industrială, caracteristică marilor centre, a produs o absorbție considerabilă, de obicei stratificată după înălțime, și care a contribuit uneori mai mult decît difuzia la atenuarea radiației solare. În plus, la aceasta s-a mai adăugat deschiderea în acea perioadă a numeroase șantiere de construcții în vecinătatea locului de observație. Aceasta a fost principala cauză care a făcut ca unele din rezultate să nu se încadreze, în mai mică sau mai mare măsură, în tipurile generale de comportare a fenomenelor obținute de alți cercetători drept comportament normal.

Tot din acest motiv, am avut cazuri cînd coeficientul de extincție al aerosolului $a_{2\lambda} = \beta\lambda^{-\alpha}$ nu a variat în mod normal odată cu creșterea lui α și β pentru $\lambda \lesssim 1$.

Deoarece parametrii de opacitate α și β dau numai o evaluare aproximativă, s-a calculat și factorul de opacitate Linke al radiației totale, notat cu T, din măsurători ale radiației solare efectuate cu filtrul de cuarț.

Se știe că variația transparenței atmosferice cu vaporii de apă și conținutul de praf se exprimă prin factorul de opacitate T, care reprezintă raportul dintre coeficientul de extincție total real și coeficientul de extincție teoretic în cazul-limită al difuziei moleculare Rayleigh, sau, cu alte cuvinte, arată de cîte ori atmosfera reală este mai opacă decît atmosfera pură și uscată, luată ca termen de referință. Deci putem scrie

$$T = \frac{1}{ma_0} \ln \frac{I_0}{I_m},$$

unde

I_0 este constanta solară actuală,
I_m — densitatea de flux măsurată la sol,
m — masa atmosferică, extrasă din tabelele lui Bemporad, în funcție de distanța zenitală,
a_0 — coeficientul de extincție Rayleigh, cunoscut.

Studiul transparenței atmosferice a fost continuat și după reprezentarea parametrică a acesteia de către Ångström, în dorința stabilirii unei relații între factorul de opacitate T (pentru totalitatea spectrului) și coeficientul de opacitate β (pentru domenii spectrale mai înguste). Factorul de opacitate T și coeficientul de opacitate β dau, fiecare în felul său, o caracterizare a situației globale momentane a aerosolului atmosferic, adică a ordinului de mărime și concentrației particulelor difuzante.

Reprezentările izopletare ale factorului de opacitate T, obținute de noi din determinările actinometrice efectuate în perioada caldă a anului în orașul București și, comparativ, în vecinătățile acestuia, ilustrează variația gradului de opacitate al atmosferei corelată cu variațiile umezelii relative a aerului și ale vitezei vîntului [36], [38].

2.2. ZONĂ DE MUNTE

În vederea studierii variației opacității cu înălțimea (deci o variație a distribuției aerosolului), am executat măsurători concomitente de radiație solară directă în două locuri învecinate de altitudini diferite: Poiana — Brașov (1 200 m) și muntele Postăvarul (1 700 m).

Din valorile medii ale intensității radiației solare s-au calculat valorile medii ale coeficientului de extincție a aerosolului $a_2\lambda$, ale coeficienților de opacitate α și β, precum și ale factorului de opacitate T.

Modificarea opacității aerului cu altitudinea poate fi descrisă prin modificarea factorului de opacitate T pentru întreaga atmosferă situată deasupra locului de observație. Din măsurătorile noastre rezultă foarte clar scăderea puternică cu altitudinea a factorului de opacitate T (tabela 3).

Tabela 3

Nr. crt.	Poiana-Brașov (H = 1200 m)	Muntele Postăvarul (H = 1700 m)
1	4,873	2,496
2	5,778	2,652
3	6,898	3,132
4	6,956	3,194
5	7,095	3,338
6	8,316	3,347
7	8,376	4,286
8	8,942	4,543
9	10,748	5,581

Din măsurătorile menționate rezultă că la o scădere a masei optice crește factorul de opacitate T, astfel încît la amiază are valoarea maximă. Acest lucru a fost constatat pentru T corespunzînd unor mase cuprinse între 1 și 2. La mase mai mari și îndeosebi la turbulență mai mare, crește substanțial și deci se vor observa dimineața și seara valori mai mari pentru T. Acest lucru ar putea fi explicat prin faptul că în timpul verii, la marginea muntelui, se instituie convecția de zi, odată cu creșterea aerosolului prin mărirea umidității în stratele medii ale atmosferei.

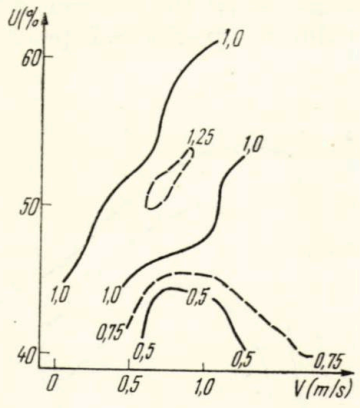


Fig. 1.— Reprezentarea izopletară a factorului de opacitate mediu T_m pentru perechea de parametri U(%), V (m/s) în vecinătatea orașului [36].

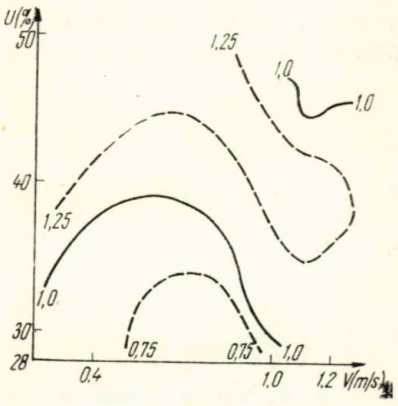


Fig. 2. — Reprezentarea izopletară a factorului de opacitate mediu T_m pentru perechea de parametri U(%), V (m/s) în oraș [38].

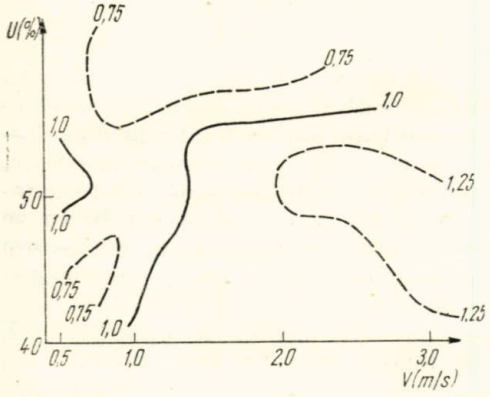


Fig. 3. — Reprezentarea izopletară a factorului de opacitate mediu T_m pentru perechea de parametri U(%), V (m/s) în vecinătatea orașului [38].

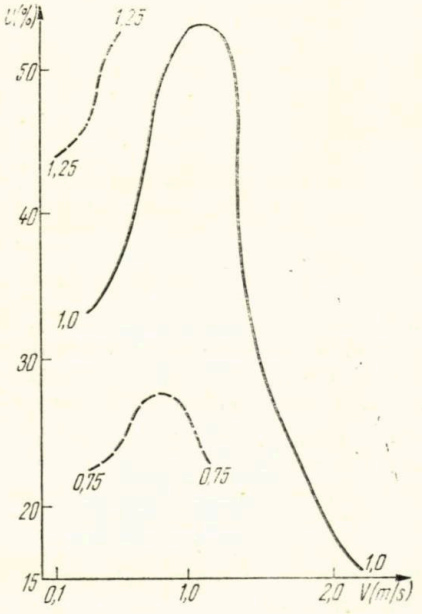


Fig. 4. — Reprezentarea izopletară a factorului de opacitate mediu T_m pentru perechea de parametri U(%), V (m/s) în oraș [36]).

S-a constatat o umezeală relativă a aerului mai mare pe muntele Postăvarul decît în Poiana — Braşov şi în acelaşi timp o variaţie mai accentuată cu umezeala relativă a factorului de opacitate T pe muntele Postăvarul decît în Poiana — Braşov.

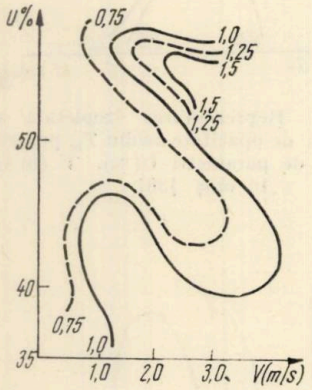


Fig. 5. — Reprezentarea izopletară a factorului de opacitate mediu T_m pentru perechea de parametri U (%), V (m/s) în zona de munte — Poiana Braşov [34].

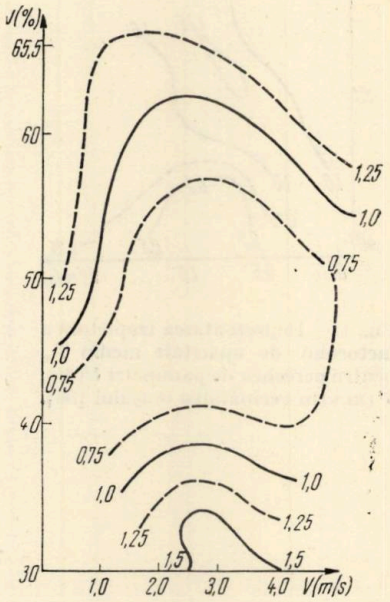


Fig. 6. Reprezentarea izopletară a factorului de opacitate mediu T_m pentru perechea de parametri U(%), V (m/s) în zona de munte — Postăvarul [34].

Pe muntele Postăvarul, factorul de opacitate T scade continuu pînă la o umezeală relativă de 54%, datorită, probabil, faptului că la o creştere a umezelii relative se produce o scădere a conţinutului de nuclee prin coalescenţă. Cum, în general, numărul de nuclee scade cînd umezeala creşte, această comportare a factorului de opacitate T este normală. Peste umezeala relativă de 54%, factorul de opacitate T creşte. Acest lucru se explică prin faptul că la un conţinut constant de nuclee şi la o creştere mai mare a umezelii relative se produce o creştere a dimensiunilor nucleelor-picături, ceea ce duce la o accentuare a opacităţii atmosferice.

Variaţia cu umezeala relativă a factorului de opacitate T în Poiana — Braşov este mult mai atenuată. Aceasta s-ar explica prin sedimentarea aerosolului la poalele muntelui, prin aceasta avînd o opacitate mai pronunţată, dar în acelaşi timp un conţinut mult mai constant de nuclee.

Pentru a ilustra variaţia gradului de opacitate în zona de munte în perioada caldă a anului, corelată cu variaţiile umezelii relative şi vitezei vîntului, am făcut reprezentările izopletare ale factorului de opacitate T [34].

2.3. ZONĂ DE LITORAL

În fine, studiul actinometric făcut de noi în ultima zonă aleasă (zona de litoral) ne-a permis stabilirea gradului de opacitate atmosferică al acesteia pentru perioada analizată.

Din variația coeficientului de opacitate β rezultă o valoare mai mare dimineața, apoi o scădere la amiază, ca din nou să crească după-amiaza. Coeficientul de opacitate β ar trebui să fie, practic, influențat numai de opacitatea datorită aerosolului și nu și de cea datorită vaporilor de apă. Or, variația coeficientului de opacitate β se apropie de aceea a tensiunii vaporilor la sol, cu maximul dimineața și seara și minimul la prînz, deci diferit de variația concentrației nucleelor de condensare la sol, care are un maximum pronunțat dimineața, dar la amiază rămîne practic staționară.

De asemenea observațiile noastre ne-au arătat că la o scădere a umezelii din atmosferă se produce o micșorare a extincției radiației solare în sectorul IR apropiat al spectrului și invers, datorită importantei absorbții a vaporilor de apă în IR, ceea ce ar explica oarecum variația lui β. Totuși o explicație mai plauzibilă ne pare aceea a corelației dintre coeficientul de opacitate β și „aerosolul precipitabil" (înțelegînd prin acesta cantitatea totală de aerosol conținută în drumul optic al radiației solare în atmosferă). În cursul zilei, concentrația la sol scade, datorită antrenării în înălțime a aerosolului prin turbulență și convecție. Ca urmare, cantitatea totală de aerosol din coloana străbătută de radiație solară, adică ceea ce am denumit aerosol precipitabil, crește, din cauză că actul antrenării turbulente și convective nu se mărginește numai la o redistribuire a cantității inițiale din coloană, ci reprezintă și un proces generator. Acest proces constă în detașarea pulberilor de variate dimensiuni de pe sol și în intensificarea generării lor la suprafața mării prin efectul Blanchard.

Dacă pînă la amiază condițiile locale (briza de mare care transportă o cantitate mare de nuclee) au o influență asupra stării generale a opacității aerului, după amiază putem admite că acțiunea particulelor opace din altitudine este preponderentă. Totul se petrece ca și cum nucleele antrenate de la sol în înălțime prin convecție și turbulență ar rămîne un timp sus sub forma unei pături optice mai opacă, identificabilă cu stratul-limită planetar (în condițiile locale), urmînd ca în timpul nopții particulele mari să sufere fenomenul de sedimentare sub acțiunea gravitației. Această interpretare este de acord cu constatarea că regimul vîntului nu influențează după-amiaza opacitatea în înălțime.

Deoarece briza marină dictează regimul vîntului pe litoral, vom avea o diferență netă între opacitatea din zona de litoral și cea din zona de interior. În adevăr, în zilele senine, valoarea maximă de dimineață a coeficientului de opacitate β și cea minimă de la prînz pe litoral sînt mai mici decît valorile corespunzătoare din zona de interior. Aceasta deoarece în zona de interior, în zilele cu vînt slab și presiune staționară, opacitatea aerului nu beneficiază de un efect similar aceluia al brizei marine, micșorîndu-se abia către amiază prin fenomenul de convecție și turbulență.

Studiul comparativ al opacității atmosferice făcut de noi în zona de litoral ne-a permis stabilirea a două zone perfect distincte din punctul

de vedere al opacității, zone care apar ca urmare a creșterii diferite a cantității de aerosol precipitabil din coloana atmosferică străbătută de radiația solară prin efectul convecției, turbulenței și brizei marine.

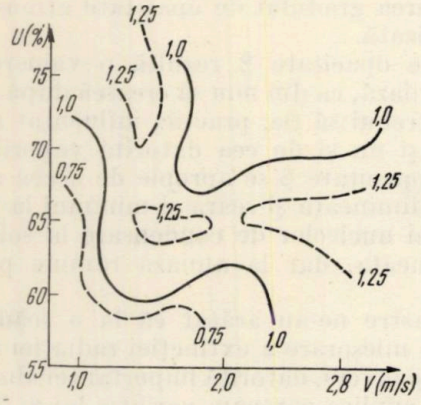


Fig. 7. — Reprezentarea izopletară a factorului de opacitate mediu T_m pentru perechea de parametri (U%), V (m/s) în zona de litoral [35].

Punerea în evidență a gradului de opacitate în zona de litoral, corelat cu variațiile umezelii relative și ale vitezei vîntului, a fost făcută prin reprezentarea izopletară a factorului de opacitate T [35].

★

În urma studiului întreprins a rezultat că factorii fizici care intervin cel mai frecvent în procesul de atenuare a radiației solare în atmosfera joasă sînt umezeala aerului și mișcările aerului. Dar studiul nu ne-a permis să stabilim și ponderea perturbatoare a acestora. Din acest motiv am căutat rezolvarea problemei pe o cale nouă, și cu ajutorul teoriei informației.

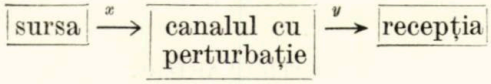
3. UTILIZAREA UNUI NOU ALGORITM DE DETERMINARE A PERTURBAȚIILOR ÎN ACTINOMETRIE

3.1. ANALOGIA CU UN SISTEM DE TRANSMITERE A INFORMAȚIEI

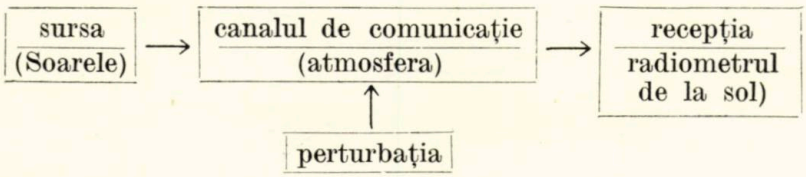
Se consideră sistemul de transmitere a informației $[X, p(y/x), Y]$, format din două mulțimi finite, mulțimea X a semnalelor x care se emit cu probabilitatea $p(x)$ pentru fiecare $x \in X$, astfel încît $\sum_{x \in X} p(x) = 1$, mulțimea Y a semnalelor y care se recepționează cu probabilitatea $p(y)$ pentru fiecare $y \in Y$, astfel încît $\sum_{y \in Y} p(y) = 1$, și o probabilitate condiționată $p(y/x)$ pentru orice $x \in X$, $y \in Y$, care caracterizează perturbația de pe canalul sistemului.

Cîmpurile de probabilitate $\{X, x, p(x)\}$ și $\{Y, y, p(y)\}$ reprezintă sursa și, respectiv, recepția sistemului de transmitere a informației. Atunci putem scrie sistemul $[X, p(y/x), Y]$ sub forma

$$\{X, x, p(x)\} \xrightarrow{p(y/x)} \{Y, y, p(y)\}$$



Prin analogie [41] se asimilează cu sistemul de transmitere a informației $[X, p(y/x), Y]$ sistemul format din [Soare — atmosferă — radiometru de la sol], Soarele reprezentînd sursa, atmosfera canalul de comunicație, iar radiometrul de la sol recepția:



Cum în cazul real canalul conține perturbații, atunci cînd se transmite o informație printr-un anumit canal trebuie să se determine statistic perturbația de pe canal. Perturbația are un caracter întîmplător și, dacă vrem s-o determinăm, trebuie să cunoaștem o probabilitate condiționată, adică o probabilitate a semnalelor recepționate, condiționată de semnalele emise.

Deoarece măsura cantității de informație se exprimă prin entropia informațională, înseamnă că putem folosi pentru determinarea perturbațiilor de pe canalul de transmisie entropia informațională

$$H(X) = -\sum_{x \in X} p(x) \log p(x).$$

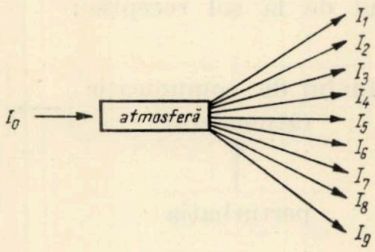
În adevăr, mărimea $H(X)$ caracterizează gradul de nedeterminare a experimentului X. Dacă $H(X) = 0$, înseamnă că rezultatul experimentului X este dinainte cunoscut. Valoarea mai mare sau mai mică a lui $H(X)$ corespunde rezultatelor mai mult sau mai puțin problematice ale experimentului. Faptul că realizarea lui Y micșorează gradul de nedeterminare al lui X își găsește expresia în faptul că entropia $H(X/Y)$ a experimentului X, cu condiția realizării lui Y, este mai mică (nu mai mare) decît entropia inițială $H(X)$ a aceluiași experiment. Cum rezultatul lui Y determină dinainte complet rezultatul lui X, entropia lui X scade pînă la zero, adică $H(X) = 0$. Astfel putem scrie că nedeterminarea $H(X/Y)$ reprezintă cantitatea de informație care se pierde pe canal din cauza perturbației.

Dacă cunoaştem probabilitatea $p(x)$ de transmitere a semnalelor $x \in X$, cantitatea de informaţie transmisă cu aceste semnale este dată de $H(X)$.

Cînd la sursă s-a emis o cantitate de informaţie $H(X)$ şi pe canal s-a pierdut o cantitate de informaţie $H(X/Y)$ datorită perturbaţiei, atunci la recepţie se va primi o cantitate de informaţie egală cu diferenţa $H(X) - H(X/Y)$.

3.2. PARTICULARIZARE

În cazul sistemului [Soare — atmosferă — radiometru], s-a notat sursa cu $X = \{I_0\}$, iar recepţia cu $Y = \{I_1, I_2, \ldots, I_9\}$. Cu alte cuvinte,



Deoarece în cazul nostru am înregistrat numai fluxul de radiaţie solară directă în condiţii de transparenţă atmosferică medie şi în absenţa norilor, putem considera că alfabetul este format dintr-un singur semnal $\{I_0\}$. La trecerea prin atmosferă, semnalul este mai mult sau mai puţin alterat, putînd fi deci recepţionat sau ca I_1, sau ca I_2, sau ..., sau ca I_9, depinzînd de mărimea perturbaţiei din interiorul atmosferei.

Conform celor expuse în paragraful anterior, putem scrie

$$p(I_1) = p(I_1/I_0),$$
$$p(I_2) = p(I_1/I_0),$$
$$\cdot \qquad \cdot$$
$$\cdot \qquad \cdot$$
$$\cdot \qquad \cdot$$
$$p(I_9) = p(I_9/I_0).$$

Cu alte cuvinte, probabilitatea lui $I_1, \ldots, I_9$ este egală cu probabilitatea de a recepţiona pe $I_1, \ldots, I_9$, condiţionată de emisia sursei I_0.

Ţinînd seama de faptul că valorile opacităţii atmosferice caracterizează pînă la un oarecare punct aerosolul şi praful din atmosferă iar pe de altă parte depind parţial, într-un grad variabil, de conţinutul în vapori de apă, am considerat în calculele noastre următorii factori perturbatori:

— umezeala relativă a aerului U_k,
— viteza vîntului w_l,
— distanţa zenitală z_i.

Concomitent cu înregistrarea valorii I_j a fluxului radiației solare directe, care, trecînd printr-un anumit filtru, ajunge la receptorul radiometrului, s-au înregistrat și valorile momentane ale umezelii relative a aerului U_k, vitezei vîntului w_l și distanței zenitale corespunzătoare z_i.

Ordonarea datelor de observație obținute s-a făcut ținînd seama de toate combinațiile posibile între mărimile măsurate.

În plus, valorile I_j ale fluxurilor de radiație solară directă ajunse la recepție au fost ordonate și după intervalele $I_1, \ldots, I_9$, anume alese în vederea unei selecționări rapide a materialului de observație.

În acest mod se pun în evidență valorile I_j obținute *în condiții identice de observație*, adică pentru același z_i, U_k, w_l și același filtru. Dar pentru determinarea perturbației este necesar să transmitem prin canal, de un număr mare de ori, fiecare semnal $x \in X$ și să înregistrăm semnalul care se recepționează. Cu cît numărul de măsurători este mai mare, cu atît mai mare va fi și numărul de cazuri care se pot înregistra în condiții identice de observație. În felul acesta putem să ordonăm în final, pentru fiecare filtru folosit, materialul de observație într-o tabelă care să conțină numărul de cazuri obținute în condiții identice de experiență și care să fie cuprinse în unul din intervalele $I_1, \ldots, I_9$.

Deoarece sursa $X = \{I_0\}$ este cunoscută, entropia sursei este $H(X) = 0$, iar entropia recepției, din cauza perturbației, este $H(Y) \neq 0$.

$H(Y)$ reprezintă nedeterminarea medie globală la recepție, fără specificarea valorilor particulare ale factorilor perturbanți. Dacă nu ar exista perturbație, nu am avea nici o nedeterminare la recepție. Cum nedeterminarea sursei este zero, înseamnă că nedeterminarea $H(Y)$ caracterizează perturbația.

Deci, pentru a putea determina perturbațiile survenite în timpul înregistrărilor la sol, trebuie să calculăm entropia informațională $H(Y)$ de la recepție.

3.3. CALCULUL PROBABILITĂȚII INTENSITĂȚII RADIAȚIEI SOLARE I_j, CONDIȚIONATĂ DE VARIAȚIILE DISTANȚEI ZENITALE z_i, UMEZELII RELATIVE U_k, VITEZEI VÎNTULUI w_l, ȘI AL ENTROPIEI CORESPUNZĂTOARE

Se calculează pentru fiecare I_j probabilitatea $p(I_j/z_i, U_k, w_l)$ cu trei zecimale. Deci se calculează probabilitatea $p(I_j)$, condiționată de toți factorii aleși, perturbatori posibili.

Se întocmește apoi o tabelă care să conțină probabilitățile de recepționare ale lui I_j în condiții identice de experiență, precum și numărul de observații efectuate.

Pentru probabilitățile calculate se extrag din tabele speciale [20] valorile $(-p \log p)$ corespunzătoare. Se întocmește astfel o nouă tabelă care conține valorile $[-p(I_j/z_i, U_k, w_l) \log p(I_j/z_i, U_k, w_l)]$, corespunzătoare intervalelor $I_1, I_2, \ldots, I_9$.

Ținînd seama de expresia entropiei dată de Shannon,

$$H(X) = -\sum_{x \in X} p(x) \log p(x),$$

pentru z_i, U_k, w_l dat (o linie dată), se face suma termenilor din tabelele 4 și 5 :

$$[-p(I_1/z_i,\ U_k,\ w_l)\log p\,(I_1/z_i,\ U_k,\ w_l)] +$$

$$+[-p(I_2/z_i,\ U_k,\ w_l)\log p(I_2/z_i),\ U_k,\ w_l)] + \ldots$$

$$\ldots + [-p\,(I_9/z_i,\ U_k,\ w_l)\log p\,(I_9/z_i,\ U_k,\ w_l)] = H\,(Y/z_i,\ U_k, w_l).$$

Valorile lui $H(Y/z_i,\ U_k,\ w_l)$ astfel obținute se înscriu în ultima coloană a tabelelor 4 și 5.

Din lectura tabelelor de mai sus rezultă două posibilități :

a) dacă nu ar exista perturbația pe canal :

$$p\,(I_j/z_i,\ U_k, w_l) = 0, \qquad I_j \neq I_0,$$

b) $p(I_j/z_j,\ U_k,\ w_l) \neq 0$ arată probabilitatea valorii I_j a intensității radiației solare directe, condiționată de valoarea z_i pentru z, U_k, pentru U, w_l pentru w; $H(Y/z_i,\ U_k,\ w_l)$ reprezintă nedeterminarea la recepție, condițiomată de z_i, U_k, w_l.

Dacă nu ar exista perturbație, nu am avea nici o nedeterminare la recepție.

Cum nedeterminarea sursei este egală cu zero, înseamnă că nedeterminarea la recepție caracterizează perturbația.

3.4. CALCULUL PROBABILITĂȚII INTENSITĂȚII RADIAȚIEI SOLARE I_j, CONDIȚIONATĂ DE VARIAȚIILE DISTANȚEI ZENITALE z_i, UMEZELII RELATIVE U_k, PRECUM ȘI DE VARIAȚIILE DISTANȚEI ZENITALE z_i, VITEZEI VÎNTULUI w_l ȘI AL ENTROPIILOR CORESPUNZĂTOARE

3.4.1. Dacă facem abstracție de perturbația posibilă datorită vîntului, pentru z_i, U_k dați (o linie dată, linia total 1) se face suma termenilor din tabelă :

$$[-p\,(I_1/z_i\,,\ U_k)\log p\,(I_1/z_i\,,\ U_k)] + \ldots +$$

$$[(-p\,(I_9/z_i\,,\ U_k)\log p\,(I_9/z_i\,,\ U_k)] = H\,(Y/z_i\,,\ U_k).$$

Din tabelă rezultă :

a) dacă nu am avea perturbație :

$$p\,(I_j/z_i,\ U_k) = 0\,;$$

b) $p(I_j/z_i,\ U_k) \neq 0$ arată probabilitatea valorii I_j a intensității radiației solare directe, condiționată de valoarea z_i pentru z, U_k pentru

U; $H(Y/z_i, U_k)$ reprezintă nedeterminarea la recepție, condiționată de z_i pentru z și U_k pentru U, făcînd abstracție de vînt.

3.4.2. Dacă facem abstracție de influența umezelii relative a aerului, pentru z_i, w_l dați (o linie dată, linia total 1) se face suma termenilor din tabelă:

$$[-p(I_1/z_i, w_l)\log p(I_1/z_i, w_l)] + \ldots +$$

$$[-p(I_9/z_i, w_l)\log (p(I_9/z_i, w_l) = H] = H(Y/z_i, w_l).$$

Din tabelă rezultă:
a) dacă nu ar exista perturbație:

$$p(I_j/z_i, w_l) = 0,$$

b) $p(I_j/z_i, w_l) \neq 0$ arată probabilitatea valorii I_j a intensității radiației solare directe, condiționată de valoarea z_i pentru z, w_l pentru w; $H(Y/z_i, w_l)$ reprezintă nedeterminarea la recepție, condiționată de z_i pentru z și w_l pentru w, abstracție făcînd de influența umezelii relative a aerului.

3.5. CALCULUL PROBABILITĂȚII INTENSITĂȚII RADIAȚIEI SOLARE I_j, CONDIȚIONATĂ DE VARIAȚIILE DISTANȚEI ZENITALE z_i, ȘI AL ENTROPIEI CORESPUNZĂTOARE

Dacă facem abstracție de influențele posibile ale vitezei vîntului și umezelii relative a aerului, pentru z_i dat (o linie dată, total 2) se face suma termenilor din tabelă:

$$[-p(I_1/z_i)\log p(I_1/z_i)] + \ldots + [-p(I_9/z_i)\log p(I_9/z_i)] = H(Y/z_i).$$

Lectura tabelei ne arată:
a) dacă nu ar exista perturbație:

$$p(I_j/z_i) = 0;$$

b) $p(I_j/z_i) \neq 0$ arată probabilitatea valorii I_j a intensității radiației solare directe, condiționată de valoarea z_i pentru z; $H(Y/z_i)$ reprezintă nedeterminarea la recepție, condiționată de z_i pentru z.

3.6. CALCULUL PROBABILITĂȚII INTENSITĂȚII RADIAȚIEI SOLARE I_j ȘI AL ENTROPIEI CORESPUNZĂTOARE

Dacă facem abstracție de influențele posibile ale vitezei vîntului w_l, umezelii relative a aerului U_k și distanței zenitale z_i și dacă se face suma termenilor din tabelă (linia total 3), atunci

$$[-p(I_1)\log p(I_1)] + \ldots + [-p(I_9)\log p(I_9)] = H(Y).$$

Rezultă :
a) dacă nu ar exista perturbaţie :

$$p(I_j) = 0;$$

b) $p(I_j) \neq 0$ arată probabilitatea valorii I_j a intensităţii radiaţiei solare directe, făcînd abstracţie de factorii perturbaţi; $H(Y)$ reprezintă nedeterminarea medie globală la recepţie, fără specificarea valorilor particulare ale factorilor perturbanţi.

În concluzie, cele două tabele arată :
Tabela 4 : $p(I_j/z_i)$, U_k, w_l),
— totalul 1 : $p(I_j/z_i, w_l)$,
— totalul 2 : $p(I_j/z_i)$,
— totalul 3 : $p(I_j)$.
Ultima coloană din tabela 4 cuprinde :
$H(Y)/z_i$, U_k, w_l),
— totalul 1 : $H(Y)/z_i, w_l)$,
— totalul 2: $H(Y/z_i)$,
— totalul 3 : $H(Y)$.
Tabela 5 : $p(I_j/z_i, U_k, w_l)$,
— totalul 1 : $p(I_j/z_i, U_k)$,
— totalul 2 : $p(I_j/z_i)$.
— totalul 3: $p(I_j)$.
Ultima coloană din tabela 5 cuprinde :
$H(Y/z_i, U_k, w_l)$,
— totalul 1 : $H(Y/z_i, U_k)$,
— totalul 2 : $H(Y/z_i)$,
— totalul 3 : $H(Y)$.

Şi astfel, ţinînd seama de cele spuse mai înainte, putem scrie într-o formă deosebit de concisă valorile entropiilor considerate pentru toate cazurile menţionate.

4. CONCLUZII

În urma analizării opacităţii atmosferice, cazul contrastului dintre oraş şi vecinătatea acestuia, la km 9, prin metoda clasică şi prin noul algoritm propus, am obţinut în final cîte o singură tabelă pentru fiecare factor perturbator şi, la sfîrşit, o tabelă generală pentru nedeterminarea globală. Aceasta a permis o analiză cantitativă rapidă şi deosebit de riguroasă, deoarece metoda indică precis care dintre factorii perturbatori aleşi acţionează mai mult şi care mai puţin sau deloc.

În urma calculului efectuat, s-a stabilit că factorul perturbator dominant este viteza vîntului. S-a constatat că intensitatea radiaţiei solare directe prezintă valori mai mari în vecinătatea oraşului decît în oraş, aceasta explicîndu-se prin variaţiile vitezei vîntului, care, prin antrenare convectivă, împrăştie aerosolul stagnant la sol, prin aceasta favorizînd scăderea opacităţii. În schimb, variaţiile umezelii relative contribuie la creşterea opacităţii şi deci la scăderea intensităţii radiaţiei solare directe,

Tabela 4

			I_1 I_2 I_3 I_4 I_5 I_6 I_7 I_8 I_9	$H(Y/z_i,U_k,w_l)$
z_1	w_1	U_1		
		U_2		
		U_3		
		Total 1		
	w_2	U_1		
		U_2		
		U_3		
		Total 1		
	w_3	U_1		
		U_2		
		U_3		
		Total 1		
	Total 2			
z_2	w_1	U_1		
		U_2		
		U_3		
		Total 1		
	w_2	U_1		
		U_2		
		U_3		
		Total 1		
	w_3	U_1		
		U_2		
		U_3		
		Total 1		
	Total 2			
TOTAL 3				

Tabela 5

			I_1 I_2 I_3 I_4 I_5 I_6 I_7 I_8 I_9	$H(/z_i, U_k, w_l)$
z_1	U_1	w_1		
		w_2		
		w_3		
		Total 1		
	U_2	w_1		
		w_2		
		w_3		
		Total 1		
	U_3	w_1		
		w_2		
		w_3		
		Total 1		
	Total 2			
z_2	U_1	w_1		
		w_2		
		w_3		
		Total 1		
	U_2	w_1		
		w_2		
		w_3		
		Total 1		
	U_3	w_1		
		w_2		
		w_3		
		Total 1		
	Total 2			
TOTAL 3				

care este înregistrată la sol. Cum umezeala relativă a fost destul de scăzută în perioada studiată, accentuarea opacității constatată în oraș revine de această dată poluării urbane, care intervine cu un plus de aerosoli.

Prin introducerea analizei statistice a unui material de observație cît mai bogat se pot pune în evidență foarte clar cauzele care determină fluctuațiile mărimii de studiat. Numai pe această cale se poate înlătura incertitudinea provocată de varietatea condițiilor de existență a cazurilor discrete.

Subliniem necesitatea imperioasă ca materialul de studiat să fie cît mai bogat pentru a putea permite o analiză cît mai riguroasă din punct de vedere statistic. Se recomandă de asemenea alegerea unui număr cît mai mic de factori perturbatori posibili, căci o multitudine a acestora reduce în final cazurile de studiat la o multitudine de cazuri discrete, ducînd la imposibilitatea grupării lor în clase identice în vederea analizării statistice.

Cu acest mod de analiză putem stabili numeric care este factorul perturbator cel mai important sau cel mai puțin important, căci, grupînd un număr mic de factori și repetînd analiza aceluiași fenomen cu alți factori aleși, putem pune în evidență rolul perturbator al tuturor elementelor perturbatoare posibile ale fenomenului de studiat.

Același raționament ca cel folosit de noi pentru factorii perturbatori aleși poate fi folosit și pentru alte categorii de factori perturbatori, cu condiția existenței unui material de observație bogat.

Metoda statistică permite o analiză cantitativă a fenomenului de studiat, spre deosebire de metoda clasică, cu care se poate realiza numai o apreciere calitativă incompletă a acestuia.

★

Determinarea riguroasă a factorilor perturbatori pentru un anumit loc de observație permite caracterizarea mult mai precisă a acestuia din punct de vedere meteorologic decît permite metoda clasică de analiză.

Studiile de opacitate atmosferică efectuate prin metoda informațională dau posibilitatea să se indice corect amplasarea viitoarelor zone industriale față de centrele urbane în vederea evitării poluării acestora din urmă. De asemenea ele permit o mai judicioasă evaluare a repartiției culturilor agricole, ținînd cont de factorii atmosferici locali dominanți.

Primit la redacție la 15 mai 1973

THE INFORMATIONAL STUDY OF THE ATMOSPHERIC TURBIDITY

(*Abstract*)

Starting from the similarity of the informational system {source-channel-reception} and actinometric system {sun-atmosphere-radiometer at the ground} and using the concept of informational entropy, the author succeeded in setting the observation data into a mathematical model allowing for precise analyses and interpretations. Thus, the author was able to compute the virtual perturbations of the direct solar radiation intensity intercepted at the ground.

The atmospheric turbidity was studied using both classical and informational methods, to analyse the observation data obtained by simultaneous comparative measurements carried out at two functional distinct points, placed in three different areas : industrial city, mountain region, sea shore.

It was found that the new algorithm permits to carry out a fast rigorous qantitative analysis and, at the same time, to determine precisely the value of each perturbing factor action.

In this way, the causes generating the fluctuations of the direct solar radiation intensity were pointed out quite clearly.

BIBLIOGRAFIE

1. Ångström, A.K., Tellus, **13**, *2*, 214—223 (1961).
2. Arvesen, J.C., R.N. Griffin, Jr., B.D. Pearson, Jr., Appl. Opt., **8**, 2215—2232 (1969).
3. Baur, F., *Linkes Meteorologisches Taschenbuch*, vol 11, Leipzig, Akad. Verlagsges., 1951, p. 724.
4. Bullrich, K., B. Eiden, B. Jaenicke, W. Nowak, Pure and Applied Geophysics, **69**, *1*, 280—293 (1968).
5. Chandraseckhar, S., *Radiative Transfer*, New York, Dover Publ., 1960, p. 393.
6. Dogniaux, R., Inst. r. météorol., Belg., **Publ. B., 62**, *22* (1970).
7. Drummond, A.J. (ed.), Advances in Geophysics, **14**, 416 (1970).
8. Fadeev, D.K., I.S.R.S., Biblioteca Analelor româno-sovietice, seria tehnică, *69—70*, 514—520 (1959).
9. Faraponova, G.P., Izvest. Akad. Nauk SSSR, Fiz. Atmosf. i Okeana, **7**, *1*, 81—84 (1971).
10. Foitzik, L., H. Hinzpeter, *Sonnenstrahlung und Lufttrübung*, Leipzig, Akad. Verlagsges., 1958, p. 309.
11. Goody, R.M., *Atmospheric Radiation*, I, Oxford at the Clarendon Press, 1964, p. 436.
12. Goody, R.M., Journal of the Atmospheric Sciences, Boston, **21**, *6*, 14—21 (1964).
13. Gordon, J.I., J. Opt. Soc. Amer., **59**, 14—18 (1969).
14. Grigoriu, Al., et al., St. cerc. geol., geofiz., geogr., seria geofizică, **6**, *2*, 225—233 (1968).
15. Guiaşu, S., R. Teodorescu, *Matematica şi informaţia*, Bucureşti, Edit. ştiinţifică, 1965, p. 98—110.
16. Herovanu, M., Geofisica pura e applicata, Milano, *44*, *111*, 315—321 (1959).
17. Herovanu, M., Valeria Winter, St. cerc. fiz., **10**, *4*, 781—784 (1959).
18. Hincin, A.I., Analele româno-sovietice, seria matematică-fizică, **7**, *2*, 23—49 (1954).
19. Hulst, H.C. van de, *Light scattering by small particles*, New York, John Wiley and Sons, London, Chapman and Hall, 1957, p. 480.
20. Iaglom, A.M., I.M. Iaglom, *Probabilitate şi informaţie*, Bucureşti, Edit. didactică şi pedagogică, 1963, p. 304—306.
21. *I.G.Y. Instruction Manual, Radiation instruments and measurements*, vol. V, Part. VI, London, Pergamon Press, 1958, p. 367—466.
22. Kondratiev, K. Ia., International Space Science Symposium, 4th, Warsaw, Space Research, *4*, 336—354 (1964).
23. Kondratiev, K. Ia., Akad. Nauk SSSR, Izvestiia, Fizika Atmosfery i Okeana, **1**, *9*, 929—940 (1965).
24. Lossnitzer, H., Archiv für Meteo., Geophys. und Bioklim., ser. B, Vienna, **9**, *1*, 17—32 (1958).
25. Malkevich, M.S., Izvest. Akad. Nauk SSSR, Fiz. Atmosf. i Okeana, **7**, *2*, 133—138 (1971).
26. Middleton, W.B.K., *Vision through the atmosphere*, Canada, University of Toronto Press, 1958, p. 18—52.
27. Rensch, D.B., R.K. Long, Appl. Opt., *9*, 1563—1573 (1970).
28. Rényi, A., Mathematica, **1**, *24*, 341—344 (1959).
29. Shannon, C.E., Bell System Technical Journal, **27**, 379—423, 623—656 (1948).
30. Schettle, B.P., J.A. Weinman, J. Atmos. Sci., **27**, 1048—1055 (1970).
31. Stigliani, D.J., R. Mittra, R.G. Semonin, J. Opt. Soc. Amer., **60**, 1059—1067 (1970).
32. Volz, F. Archiv für Meterologie, Geophysik und Bioklimatologie, ser. B, Vienna, **13**, *2*, 249—260 (1964).

33. WNITER, VALERIA, St. cerc. fiz. **11**, *1*, 129—138 (1960).
34. WINTER, VALERIA, St. cerc. geofiz., **1**, *1*, 129—141 (1963).
35. WINTER, VALERIA, Rev. roum. géol., géophys., géogr., Série Géophysique, **8**, 95—102 (1964).
36. WINTER, VALERIA, St. cerc. geol. geofiz. geogr., seria Geofizică, *4*, *2*, 287—295 (1966).
37. WINTER, VALERIA, MAGDA CAZAN CORBASCA, Rev. roum. géol., géophys. géograph., Série Géophysique, **10**, *1*, 43—48 (1966).
38. WINTER, VALERIA, MAGDA CAZAN CORBASCA, St. cerc. geolog. geofiz. geogr., seria Geofizică, **5**, *2*, 225—230 (1967).
39. WINTER, VALERIA, MAGDA CAZAN CORBASCA, St. cerc. geolog. geofiz. geograf., seria Geofizică, **6**, *1*, 85—91 (1968).
40. WINTER, VALERIA, St. cerc. geolog. geogr. geofiz., seria Geofizică, **10**, *1*, 69—72 (1972).
41. WINTER, VALERIA et al., St. cerc. geolog. geofiz. geogr., seria Geofizică, **10**, *2*, 259—74 (1972).

CONDUCTIVITATEA TERMICĂ A UNOR ROCI DIN R. S. ROMÂNIA

DE

CRIȘAN DEMETRESCU

Institutul de geofizică aplicată, București, str. Izvor nr. 78

1. INTRODUCERE

Studiul proprietăților termice ale rocilor a căpătat în ultima vreme o amploare deosebită, recunoscîndu-se importanța cunoașterii acestora atît pentru deducerea structurii scoarței și a mantalei superioare, cît și în lucrările de studiere a zonelor geotermale ca surse posibile de energie termică. De asemenea, în studiile de flux termic — mărime ce constituie un parametru de bază în teoriile geofizice moderne cu privire la structura și la evoluția părții superioare a globului terestru — cunoașterea proprietăților termice ale rocilor joacă un rol esențial.

Determinarea unei valori a conductivității termice — parametrul de care ne ocupăm în lucrarea de față —, care să fie reprezentativă pentru rocile de un anumit tip dintr-o anumită zonă, prezintă dificultăți. Acestea sînt legate, în cazul determinărilor de laborator, în special de modul de selecționare a probelor de rocă și de imposibilitatea refacerii condițiilor de presiune, temperatură și umiditate din subsol; pentru determinările *in situ*, dificultățile sînt legate de limitele de precizie ale aparaturii.

Măsurarea în laborator a conductivității termice a rocilor se poate face atît în regim termic staționar, cît și în regim nestaționar. Metodele de măsurare în regim nestaționar se bazează pe urmărirea variației în timp a temperaturii în eșantionul studiat; ele diferă prin modul de producere a cîmpului termic și prin forma acestuia [1], [2], [3], [4]. Metodele de măsurare în regim staționar constau, în esență, în determinarea fluxului de căldură ce trece prin eșantionul de rocă și a gradientului termic în lungul eșantionului; măsurătorile pot fi absolute [5], [6] sau relative. În ultimul caz, conductivitatea termică se măsoară prin comparare cu un material de conductivitate cunoscută; aparatele bazate pe acest principiu (*divided bar*) sînt cele mai utilizate în determinările conductivității termice a rocilor [1], [7]. În articolul de față sînt descrise construcția și performanțele unui astfel de aparat, realizat în cadrul Institutului de geofizică aplicată, precum și principalele cauze de erori ce intervin în măsurătorile de conductivitate termică a rocilor. De asemenea se dau rezultatele obținute pentru carote colectate de la șase foraje din țara noastră.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 11, NR. 2, P. 255–262, BUCUREȘTI, 1973

2. APARATURA ŞI MODUL DE LUCRU

Pentru măsurarea conductivităţii termice a probelor de rocă, s-a construit un aparat cu bare, varianta cu inel de gardă [8].

Aparatul este prezentat schematic în figura 1. El constă din două bare cilindrice, compuse, identice, între care se aşază proba de rocă, tăiată în formă de disc. Fiecare bară se compune din :

— un cilindru de alamă, cu diametrul de 22 mm ;

— un cilindru de gardă din acelaşi material, cu diametrul interior de 25 mm şi cel exterior de 35 mm ;

— un manşon de ebonită, situat între cei doi cilindri de alamă.

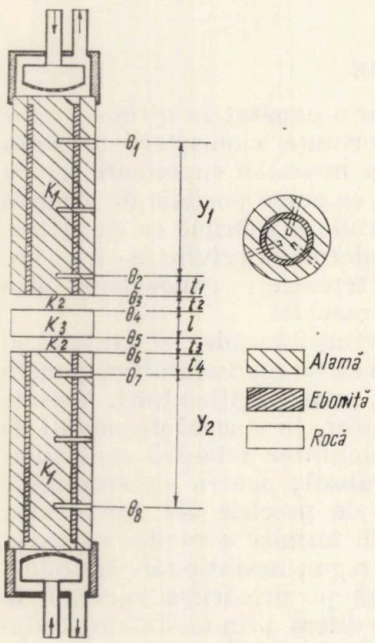


Fig. 1. — Schema aparatului cu bare.

Feţele plane dinspre probă ale barelor sînt şlefuite cu o pulbere de granulaţie fină. Celelalte capete ale barelor sînt încălzite cu apă controlată termostatic prin sistemul prezentat în figură. În fiecare bară sînt făcute trei orificii radiale, în care s-au introdus termocupluri de Cupru Constantan ; în secţiune transversală, unghiul dintre ele este de 120°.

Barele compuse sînt fixate, împreună cu sistemele de încălzire, de două plăci de textolit. Placa superioară poate executa mişcări pe verticală, fiind ghidată de două tije fixate în placa inferioară. Pe placa inferioară mai sînt fixate vasul Dewar, în care se realizează punctul 0°C pentru termocupluri, şi cutia cu comutatoare pentru conectarea succesivă a termocuplurilor la instrumentul de măsurare a tensiunii termoelectrice.

Pentru funcţionarea aparatului mai sînt necesare două ultratermostate, care furnizează apa la temperatura constantă necesară încălzirii barelor,şi echipamentul cu ajutorul căruia se măsoară tensiunea electrică produsă de termocupluri (compensator de precizie, element normal, galvanometru etc.).

Ambele capete ale aparatului sînt menţinute la temperaturi constante, care diferă între ele cu 15—20°C. Cilindrul de gardă reducînd pierderile laterale de căldură la cantităţi neglijabile, la stabilirea echilibrului termic fluxul de căldură prin bare devine constant şi este dirijat în lungul barelor ; el se poate exprima prin

$$H = k \frac{\mathrm{d}\theta}{\mathrm{d}x}, \qquad (1)$$

unde $\mathrm{d}\theta/\mathrm{d}x$ este gradientul termic în direcţia axei în materialul de conductivitate k.

Pentru aparatul descris pot fi scrise şapte asemenea relaţii, corespunzătoare zonelor de lungimi y_1, y_2, t_1, t_4 (alamă cu conductivitatea k_1), t_2, t_3 (filmul de aer sau lichid între probă şi suprafaţa barelor, de conductivitate k_2) şi l (proba de rocă cu conductivitatea k_3). Grupînd convenabil relaţiile respective, se obţine

$$\mathcal{T} = \Theta \frac{1}{\left(\frac{\mathrm{d}\theta}{\mathrm{d}x}\right)} = B + \frac{k_1}{k_3} l. \tag{2}$$

Cunoscîndu-se k_1, conductivitatea alamei, şi măsurîndu-se $\Theta = \theta_2 - \theta_7$ diferenţa de temperatură indicată de termocuplurile situate cel mai aproape de rocă, $\left(\frac{\mathrm{d}\theta}{\mathrm{d}x}\right)$ gradientul termic mediu în cele două bare şi l grosimea probei de rocă, se poate determina conductivitatea termică a eşantionului, k_3.

Pentru eliminarea rezistenţelor termice de contact (care afectează constanta B din formula (2)), greu controlabile, se fac măsurători pe mai multe discuri tăiate din aceeaşi rocă, iar conductivitatea se obţine din panta dreptei $\mathcal{T} = f(l)$, în funcţie de conductivitatea k_1 a barelor.

Conductivitatea barelor de alamă se determină, la rîndul ei, prin etalonare cu două seturi de discuri de cuarţ : unul din cuarţ topit, altul din cuarţ cristalin tăiat paralel cu axa optică, a căror conductivitate se află la extremele domeniului de valori pentru conductivitatea termică a rocilor : 1,4 $\mathrm{Wm^{-1}K^{-1}}$ (3,28 mcal/cmKs) şi, respectiv, 6,1 $\mathrm{Wm^{-1}K^{-1}}$ (14,7 mcal/cmKs) la 30°C ; conductivitatea cuarţului este determinată printr-o metodă absolută de măsurare [9].

Deoarece eşantionul nu este încălzit şi în zona ocupată de inelul cilindric de ebonită, măsurătorilor li se aplică o corecţie [10], care variază între 2 % pentru un disc de 2 mm grosime şi 15 % pentru un disc de 13 mm grosime (fig. 2).

Termocuplurile din construcţia aparatului au fost confecţionate şi etalonate de autor. Tensiunea termoelectromotoare produsă de termocupluri poate fi determinată cu precizia de 1 μV cu ajutorul compensatorului, ceea ce corespunde unei variaţii de 0,02°C a temperaturii sudurii calde. Sudura rece a termocuplurilor este menţinută la 0°C cu ajutorul unui amestec de gheaţă şi apă distilată.

O determinare durează 15—20 min, în funcţie de grosimea discului. În figura 3 este ilustrată stabilirea regimului termic staţionar prin prezentarea variaţiei temperaturii sudurii calde a termocuplului nr. 4 (θ_7) în timp în cazul a trei discuri de cuarţ de grosimi diferite (2, 6, 10 mm).

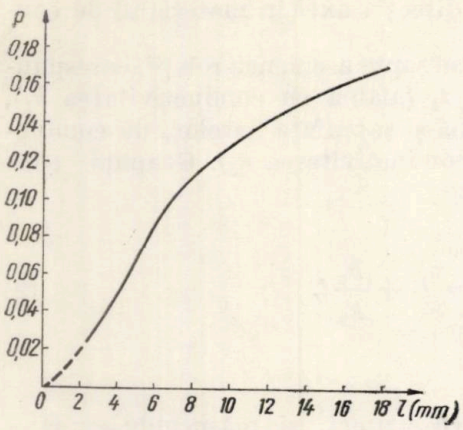


Fig. 2. — Corecţia pentru inelul izolant.

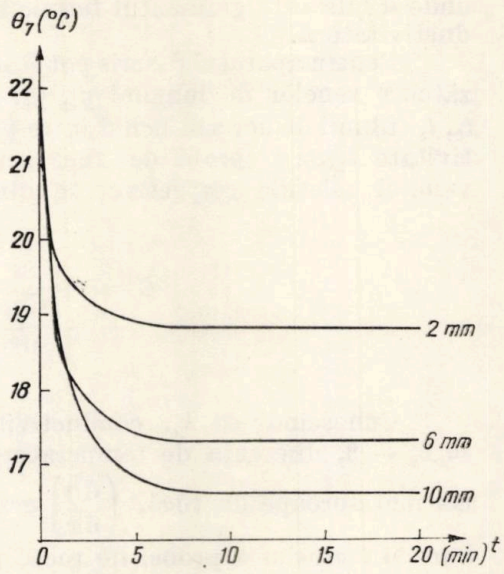


Fig. 3. — Stabilirea regimului termic staţionar în aparatul cu bare.

3. REZULTATELE OBŢINUTE

Erorile ce se fac în măsurătorile de conductivitate termică sînt de mai multe tipuri. Unele din ele sînt comune tuturor metodelor de laborator : cele legate de reprezentativitatea probei de rocă utilizate şi cele legate de refacerea în laborator a condiţiilor de temperatură, presiune şi umiditate din teren. În primul caz, un rol esenţial îl are modul de selecţie a eşantioanelor : posibilitatea realizării unei selecţii care să reprezinte adecvat stratul de rocă din care au fost extrase eşantioanele. În cel de-al doilea caz se încearcă realizarea unor condiţii de mediu cît mai apropiate de cele din subsol.

Figura 4 ilustrează variaţia conductivităţii, provocată de existenţa apei în porii rocilor, în cazul a două probe din forajul Bistriţa (nr. 15 şi 19 din tabelă) ; liniile punctate se referă la probele în stare uscată, iar cele pline la aceleaşi probe saturate cu apă. Saturarea cu apă s-a făcut cu ajutorul unei instalaţii de vid.

Temperatura şi presiunea acţionează asupra conductivităţii termice în sensuri opuse, cel puţin pentru adîncimile de la care se colectează în mod obişnuit carotele necesare studiilor de flux termic, astfel că umiditatea este factorul de mediu care controlează, în principal, în cazul rocilor poroase conductivitatea termică.

O altă categorie de erori sînt cele legate de modul de determinare a conductivităţii termice.

Panta dreptei (2) şi deci conductivitatea termică se determină cu o anumită eroare, care este funcţie de abaterile de la linia dreaptă a valorilor măsurate pentru fiecare disc în parte. Acest tip de erori se datorează atît compoziţiei carotei, cît şi modului de prelucrare a eşantioanelor. Astfel :

a) discurile confecționate dintr-o carotă neomogenă pot avea compoziții diferite și deci conductivități termice diferite. Relația (2) nu este satisfăcută decît aproximativ și, prin urmare, abaterile de la linia dreaptă vor fi mai mari. Se impune în acest caz necesitatea utilizării unui număr sporit de discuri;

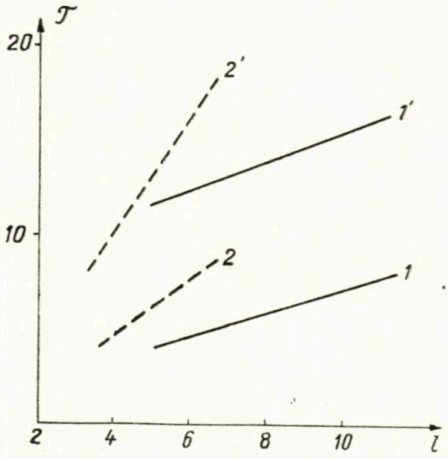


Fig. 4. — Dependența conductivității termice a rocilor poroase de conținutul de fluid.

b) în cazul rocilor cu granulație mare se poate produce o „scurt-circuitare" a fețelor discurilor prea subțiri de către lanțurile de minerale mai bune conducătoare de căldură. Discurile vor trebui să aibă în acest caz o anumită grosime minimă, în funcție de mărimea granulelor și de lungimea lanțurilor de minerale [1], [11];

c) șlefuirea necorespunzătoare sau neuniformă a discurilor conduce la inegalitatea rezistențelor termice de contact între discuri și barele aparatului. În cazul aparatului descris în această lucrare este necesară realizarea unui paralelism al fețelor cu o toleranță de 10 microni, precum și șlefuirea tuturor discurilor cu același abraziv. Pentru micșorarea rezistenței termice de contact se aplică o presiune axială de cîteva kgf/cm^2; se poate utiliza, de asemenea, contactul lichid în locul celui cu aer (figura 5 ilustrează măsurarea conductivității unor discuri de sticlă și cuarț cu și fără contact lichid între discuri și bare);

d) variațiile diametrului discurilor față de cel al barelor produc variații ale rezistenței termice a discurilor [10]. Figura 6 ilustrează variația valorilor măsurate în funcție de diametru pentru cazul unor discuri de sticlă de 4 mm grosime. Această sursă de erori poate fi destul de importantă, mai ales că, deocamdată, realizarea diametrului de 35 mm se face manual. Cilindrul de gardă reduce aceste erori, care devin neglijabile pentru variații ale diametrului mai mici de 1 mm; această toleranță poate fi realizată chiar și în cazul fasonării manuale.

Pentru determinarea pantelor dreptelor de tipul (2) se utilizează metoda celor mai mici pătrate. Precizia determinării acestei pante, deci și a conductivității termice, precizie calculată conform acestei metode, este de $\pm 0{,}6-1\%$ pentru discurile de cuarț și de sticlă; pentru majoritatea rocilor măsurate, ea a fost de $\pm 3-4\%$.

Reproductibilitatea, calculată în urma unor măsurări repetate ale aceluiaşi disc, variază între $\pm 0{,}5\,\%$, pentru discurile de cuarţ şi sticlă, şi $\pm 3\,\%$, pentru unele discuri de rocă. Reproductibilitatea măsurătorilor este funcţie atît de condiţiile în care lucrează aparatul (temperatura medie

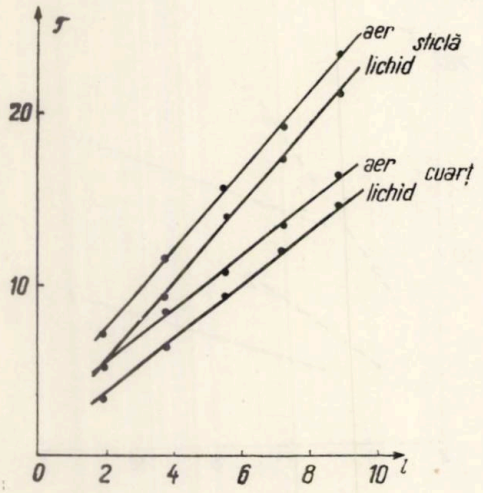


Fig. 5. — Măsurarea conductivităţii termice cu şi fără contact lichid între discuri şi bare.

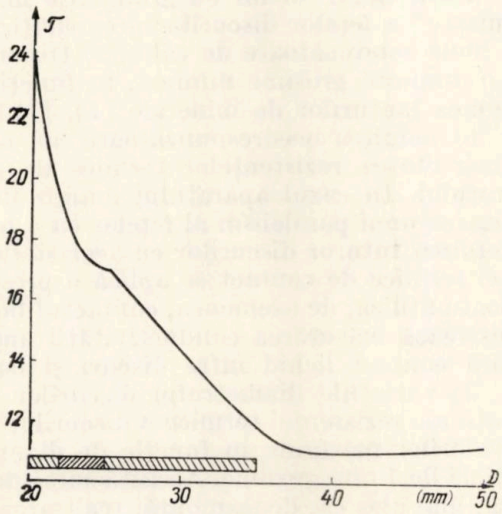


Fig. 6. Variaţia rezistenţei termice a unor discuri în funcţie de diametru.

a capetelor barelor trebuie să fie cît mai apropiată de temperatura aerului din laborator, aceste temperaturi trebuie să fie cît mai constante, circulaţia aerului în laborator să fie cît mai redusă etc.), cît şi de modul de prelucrare a suprafeţelor discurilor. O verificare atentă a condiţiilor de lucru confirmă unele concluzii anterioare [12] asupra importanţei mai scăzute pe care o au, în cazul aparatelor de tipul celui descris în acest articol, temperatura mediului ambiant şi circulaţia aerului din laborator. În ceea

ce privește constanța temperaturilor capetelor barelor, termostatele utilizate satisfac precizia necesară (0,02°C). Reproductibilitatea depinde, prin urmare, în principal de realizarea paralelismului fețelor discurilor cu toleranța admisă (în cazul de față, discurile de cuarț și de sticlă au fost confecționate cu o toleranță la paralelism de 5μ, în timp ce unele discuri de rocă n-au putut fi șlefuite decît cu o precizie de 15 μ).

În tabela următoare redăm valorile obținute pentru conductivitatea termică a unor roci provenite din forajele: Bistrița, Beudiu, Ibănești, Baia Mare, Carei și Orșa. Eșantioanele au fost măsurate în stare uscată.

Tabela 1

Conductivitatea termică a unor roci din R. S. România

Nr. crt.	Locul de recoltare	Descrierea rocii	Cond. termică	
			$Wm^{-1}K^{-1}$	mcal/°Ccms
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
		SARMAȚIAN		
1	Carei	Argilă marnoasă nisipoasă ad. 1005 m	1,5	3,53
2	Ibănești	Marnă argiloasă micacee ad. 1210 m	1,7	4,09
3	,,	Marnă grezoasă ad. 2036 m	2,1	5,04
4	Baia Mare	Gresie ad. 185 m	1,3	3,01
5	,, ,,	Gresie ad. 282 m	1,5	3,48
6	,, ,,	Tuf cenușiu albicios ad. 379 m	0,9	2,21
		BUGLOVIAN		
7	Ibănești	Marnă argiloasă grezoasă ad. 2237 m	1,1	2,51
		TORTONIAN		
8	Carei	Gresie argiloasă ad. 1213 m	0,9	2,06
9	,,	Gresie cu microconglom. ad. 1321 m	1,2	2,80
10	,,	Piroclastit ad. 1466 m	1,2	2,84
11	,,	Piroclastit ad. 1765 m	1,9	4,64
		HELVEȚIAN		
12	Beudiu	Gresie ad. 1612 m	2,0	4,70
13	,,	Gresie cu microcongl. ad. 1694 m	0,9	2,04
14	Bistrița	Argilă șistoasă ad. 1743 m	1,8	4,40
15	,,	Argilă grezoasă ad. 1751 m	0,9	2,11
16	Orșa	Argilă marnoasă cenușie ad. 1803 m	1,7	4,01
17	,,	Argilă marnoasă cenușie ad. 2201 m	1,4	3,32
18	,,	Gresie ad. 2960	3,2	7,60
		BURDIGALIAN		
19	Bistrița	Gresie micacee ad. 2453 m	2,5	6,01
20	,,	Argilită ad. 2543 m	4,3	10,30
		OLIGOCEN		
21	Beudiu	Marnă ad. 2106 m	1,8	4,21
22	Bistrița	Gresie ad. 3106 m	2,8	6,78
23	Orșa	Argilă șistoasă ad. 4209—14 m	1,4	3,37
24	,,	Gresie ad. 4256 m	3,0	7,22
		ERUPTIV		
25	Baia Mare	Andezit ad. 1338 m	2,6	6,16
26	Beudiu	Piroclastit ad. 2327 m	1,3	3,03
27	,,	Piroclastit ad. 2409 m	1,8	4,19

Conform unei hotărîri a Comitetului internațional de flux termic (Moscova, 1971), rezultatele sînt exprimate atît în sistemul internațional de unități ($Wm^{-1}K^{-1}$), cît și în sistemul CGS, utilizat încă în prezent (mcal/°Ccms).

Valorile date în tabelă se referă strict la roca pe care s-au făcut măsurătorile, deoarece dependența complicată a coeficientului de

conductivitate termică de compoziția rocii, textură, stratificație, porozitate, mărimea granulelor etc., face imposibilă atribuirea unei anumite valori unei categorii de roci; acest lucru reiese dealtfel și din examinarea valorilor din tabelă, foarte diferite pentru roci din aceeași categorie.

Primit la redacție la 30 noiembrie 1972

THE THERMAL CONDUCTIVITY OF SOME ROCKS FROM ROMANIA

(*Abstract*)

A constant temperature difference divided bar apparatus with guard ring is described. Problems concerning the measurement of the thermal conductivity of rocks, on samples in laboratory, are discussed as well. The paper gives the thermal conductivity coefficient of cores taken from six bore holes in Romania.

BIBLIOGRAFIE

1.A.E. Beck, *Techniques of Measuring Heat Flow on Land*, în Terrestrial Heat Flow, cap. 3, Washington, Am. Geophys. Un. Publ., 1965.
2.E.A. Liubimova, G. N. Starikova, A.P. Șușpanov, *Teplofiziceskie issledovania gornth porod*, în *Gheotermiceskie issledovania*, Moskva, Izd. „Nauka", 1964, p. 115—165.
3.H. Zierfuss, *An Apparatus for the Rapid Determination of the Heat Conductivity of Poor Conductors*, J. Sci. Instr., **40**, 69—71 (1963).
4. R.W. Powell, *Experiments Using a Simple Thermal Comparator for Measurements of Thermal Conductivity, Surface Roughness and Thickness of Foils or of Surface Deposits*, J. Sci. Instr., **34**, 485—492 (1957).
5. F. Birch, H. Clark, *The Thermal Conductivity of Rocks and Its Dependence upon Temperature and Composition*, Am. J. Sci., **238**, 529—635 (1940).
6. J. Schröder, *Apparatus for Determining the Thermal Conductivity of Solids in the Temperature Range from 20° to 200° C*, Rev. Sci. Instr., **34**, 615—621 (1963).
7. A.D. Misener, A.E. Beck, *The Measurement of Heat Flow over Land*, în *Methods and Techniques in Geophysics*, New York — London, Interscience Publ., 1960, p. 10—61.
8. A.E. Beck, *A Steady State Method for the Rapid Measurement of the Thermal Conductivity of Rocks*, J. Sci. Instr., **34**, 186—190 (1957).
9. E.H. Ratcliffe, *Thermal Conductivities of Fused and Crystalline Quartz*, Brit. J. Appl. Phys., **10**, 22—25 (1959).
10. J.C. Jaeger, A.E. Beck, *The Calculation of Heat Flow Through Discs and Its Application to Conductivity Measurements*, Brit. J. Appl, Phys.,**6** , 15—17 (1955).
11. A.E. Beck, J.M. Beck, *On the Measurement of the Thermal Conductivities of Rocks by Observations on a Divided Bar Apparatus*, Trans. Am. Geophys. Un., **39**, 1111—1123 (1958).
12. A.M. Jessop, *The Effect of Environment on Divided Bar Measurements*, XIV-a Ad. Gen. U.G.G.I., Madrid, 1969.

UTILIZAREA SERIILOR DUBLE FOURIER PENTRU INTERPRETAREA DATELOR GRAVIMETRICE MĂSURATE ÎN REȚEA NEUNIFORM SPAȚIATĂ, CU APLICAȚIE ÎNTR-O ZONĂ DIN MOLDOVA CENTRALĂ

DE

MARIUS VISARION, VLADIMIR ȘTEFLEA, MIHAIL IANĂȘ, ADRIANA SCHLIER și VASILE ȘMALBERGHER

Institutul de geofizică aplicată, București, str. Izvor nr. 78

1. INTRODUCERE

Anomalia gravității cumulează, în majoritatea covîrșitoare a cazurilor întîlnite în activitatea de prospecțiune, efectele produse de surse perturbante, cu forme și dimensiuni variate, situate la diverse niveluri pe verticală. De aceea interpretarea corectă a anomaliilor gravimetrice presupune separarea anomaliilor generate de fiecare sursă perturbantă pentru a putea să li se atribuie o semnificație în acord cu elementele structurii geologice ascunse.

Separarea anomaliilor gravimetrice constituie o problemă dificilă și nu este considerată integral rezolvată, deși au fost elaborate numeroase procedee grafice, numerice și analitice, din care unele cu un suport matematic elevat. În ultimul deceniu, analiza armonică a pătruns din ce în ce mai mult în prelucrarea datelor gravimetrice, permițînd ca însuși procesul de separare a surselor anomale să capete sensuri noi, mai apropiate de realitatea geologică.

Folosind ca instrument matematic dezvoltarea în serie dublă Fourier pentru date de observație neuniform spațiate, lucrarea își propune să prezinte un caz de separare a surselor de anomalii gravimetrice pentru o zonă limitată din Moldova centrală, în care procesul de calcul a fost complet automatizat.

2. CARACTERISTICI FIZICO-GEOLOGICE ALE ZONEI STUDIATE

Zona studiată se caracterizează printr-o structură geologică extrem de complicată, care nu poate fi considerată pe deplin clarificată, deși au fost executate numeroase lucrări de foraj. Între Moinești și Tg.-Ocna,

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR. SERIA GEOFIZ., TOM. 11, NR. 2, P. 263–276, BUCUREȘTI, 1973

pînza mediomarginală a flişului avansează mult către est, acoperind complet unitatea externă şi luînd contact direct cu depozitele miocene ale unităţii pericarpatice.

În alcătuirea geologică a pînzei intră o suită de depozite, care ocupă un larg interval stratigrafic între cretacicul superior şi oligocen. Peste acestea, în partea vestică a zonei cercetate, se dispun depozitele sarmato-pliocene, care formează umplutura cuvetei Asău-Comăneşti.

Structura internă a pînzei mediomarginale este caracterizată printr-o succesiune de cute-solz. Solzificarea este uneori deosebit de pronunţată, astfel încît se realizează o repetiţie de roci oligocene, eocene şi senoniene, acestea din urmă dispunîndu-se direct pe cele dintîi. În cuprinsul acestei unităţi structurale, determinările directe de densitate efectuate arată existenţa unui contrast de masă pozitiv între depozitele cretacice-eocene şi depozitele oligocene. De asemenea se mai remarcă contraste pozitive la limita estică a unităţii, unde aceasta ia contact direct cu formaţiunile miocene şi pe aria cuvetei Asău-Comăneşti, între substratul cretacic-paleogen şi formaţiunile sarmato-pliocene.

Autohtonul sau paraautohtonul pînzei este constituit din unitatea externă a flişului, care înglobează o stivă de depozite paleogene şi miocene inferioare cu sare. Ea prezintă de asemenea o structură complicată, deşi gradul de tectonizare nu are aceeaşi intensitate cu cel remarcat în unitatea acoperitoare. Prezenţa formaţiunilor miocene inferioare şi a celor oligocene în sinclinale, creează deficite de masă în raport cu nucleele eocene dense ale anticlinalelor, dar separarea elementelor structurale ale flişului extern în condiţiile unei pînze acoperitoare groase nu este posibilă cu ajutorul gravimetriei.

Unitatea pericarpatică cuprinde o stivă de depozite miocene, în care au putut fi remarcate : formaţiunea saliferă inferioară, orizontul roşu grezos-marnos, înglobînd uneori şi conglomerate, şi orizontul cenuşiu. Sub raport tectonic, ea se caracterizează printr-o serie de solzi repetaţi, în care apare succesiunea orizontul roşu-orizontul cenuşiu, uneori cu masive de sare în bază. Între formaţiunea saliferă inferioară şi orizontul roşu se constată un contrast de masă negativ, iar între acesta şi orizontul cenuşiu un contrast de masă pozitiv.

3. DATELE INIŢIALE

Pe baza a 89 de puncte de observaţie distribuite neuniform în suprafaţă, s-a întocmit harta anomaliei gravitaţiei, a cărei imagine este reprodusă, după M. Visarion [11], în figura 1. Ea pune în evidenţă o scădere regională a valorilor gravităţii, de la NE spre SV, pînă la linia ($A-A'$), care se plasează aproximativ pe direcţia localităţilor Comăneşti şi Dărmăneşti. După cum s-a arătat într-o serie de lucrări anterioare, acest regim de variaţie a valorilor gravitaţiei este caracteristic pentru Moldova nordică şi centrală, materializînd trecerea de la Platforma rusă la unităţile carpatice cutate [2].

În vecinătatea părţii frontale a pînzei medio-marginale, aspectul cîmpului gravitaţiei se modifică, individualizîndu-se două aliniamente paralele de maxim ($a-a'$) şi, respectiv, de minim ($b-b'$), cu dezvoltare

importantă pe direcție. Caracterul local al anomaliilor, sugerat de intensitatea mică și de extinderea lor redusă în suprafață, indică existența unei surse perturbante de cuvertură, al cărei efect se însumează cu efectul produs de o cauză adîncă de fundament. Asemenea imagini ale anomaliei

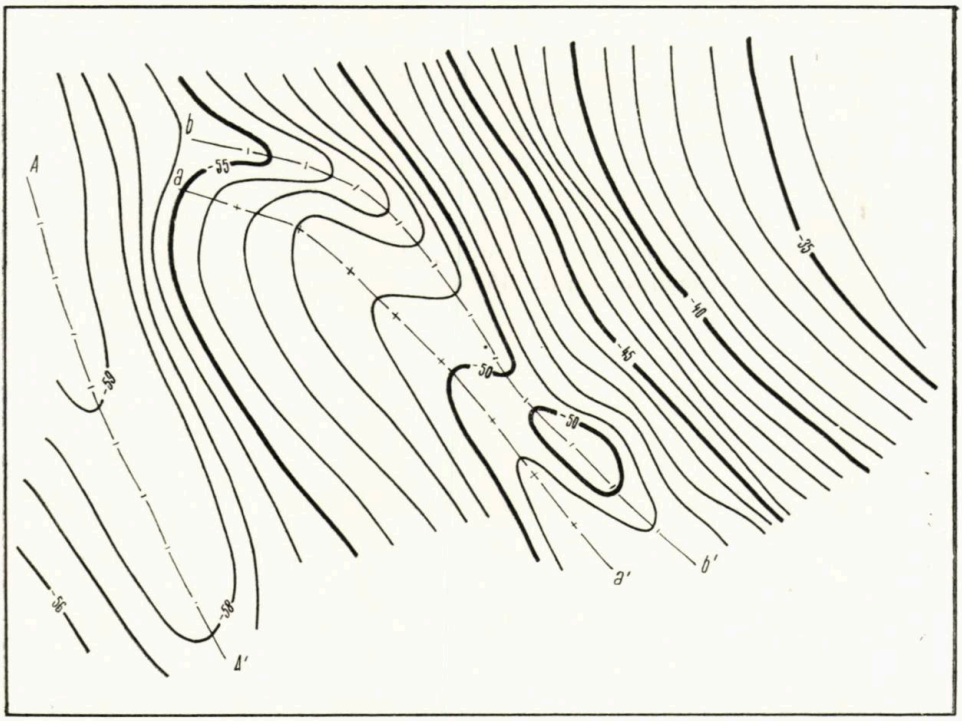


Fig. 1. — Schiță reprezentînd anomalia gravitației într-un sector din Moldova centrală.

gravitației au fost întîlnite și în alte sectoare ale Carpaților Orientali ori de cîte ori apare un contact de front de cuvertură între două compartimente cu densități diferite [3].

4. DEZVOLTAREA ÎN SERIE FOURIER DUBLĂ APLICATĂ LA DATE NEUNIFORM SPAȚIATE

Majoritatea procedeelor de separare a surselor de anomalii gravimetrice au la bază dispunerea datelor inițiale în rețele geometrice cu configurații variabile. Datorită restricțiilor impuse de morfologia zonelor studiate, de cele mai multe ori punctele de observație sînt distribuite neuniform în suprafață. În asemenea situații, în măsura posibilităților, pentru a nu rezulta o imagine deformată a anomaliei gravitației, se încearcă obținerea unei densități de acoperire uniforme cu puncte de observație a zonei prospectate. Pentru separarea surselor de anomalii, acest fapt presupune interpolarea valorilor gravitației în vîrfurile rețelei geometrice

adoptate, operaţie care atrage după sine introducerea unei componente suplimentare de intensitate necunoscută. Pe de altă parte, punctele de observaţie fiind situate pe profiluri, valorile obţinute prin interpolare vor fi corelate.

Avînd în vedere aceste consideraţii, s-a procedat la separarea surselor de anomalii gravimetrice cu ajutorul dezvoltării în serie Fourier dublă pentru date dispuse neregulat în suprafaţă. Pe lîngă înlăturarea surselor de erori amintite, acest procedeu prezintă şi avantajul că nu introduce restricţii la alegerea lungimilor de undă ale fundamentalei. Într-adevăr, în acest caz apare posibilitatea selectării unor lungimi de undă ale fundamentalei mai mari decît dimensiunile suprafeţei de prospectat, asigurîndu-se astfel diminuarea efectelor marginale parazitare.

Programul de calcul, care are drept scop estimarea suprafeţelor de tendinţă cu ajutorul seriilor Fourier duble, a fost elaborat de W.R. James [9].

O definiţie a seriilor duble Fourier este dată de expresia

$$F(U,V) = \sum_{i=0}^{KC}\sum_{j=0}^{LC} cc_{ij}\cos(2\pi\, i\, U/M)\cos(2\pi\, j\, V/N) +$$

$$+ \sum_{i=0}^{KC}\sum_{j=1}^{LS} \mathrm{c\,s}_{ij}\cos(2\pi i\, U/M)\sin(2\pi j\, V/N) +$$

$$+ \sum_{i=1}^{KS}\sum_{j=0}^{LS} \mathrm{s\,c}_{ij}\sin(2\pi i\, U/M)\cos(2\pi\, j\, V/N) +$$

$$+ \sum_{i=1}^{KS}\sum_{j=1}^{LS} \mathrm{s\,s}_{ij}\sin(2\pi i\, U/M)\sin(2\pi j V/N),$$

în care

U	reprezintă	axa de coordonate N—S,
V	—	axa de coordonate E—V,
M	—	lungimea de undă fundamentală în direcţia U,
N	—	lungimea de undă fundamentală în direcţia V,
KC	—	armonica maximă cosinusoidală în direcţia U,
LC	—	armonica maximă cosinusoidală în direcţia V,
KS	—	armonica maximă sinusoidală în direcţia U,
LS	—	armonica maximă sinusoidală în direcţia V,
cc_{ij}, cs_{ij}, sc_{ij}, ss_{ij}	—	coeficienţii Fourier ai seriei.

Seria fiind liniară, se poate folosi metoda celor mai mici pătrate. În notația matriceală, problema constă în găsirea soluțiilor ecuației

$$S\hat{\beta} = g,$$

unde

S este matricea pătratică a sumei pătratelor și produselor termenilor seriei Fourier,

$\hat{\beta}$ — vectorul-coloană al coeficienților,

g — vectorul-coloană al sumei produselor valorilor observate cu termenii individuali ai seriei Fourier.

Deoarece seriile Fourier sînt funcții continue, termenii pot fi combinați într-o varietate de moduri pentru a produce o suprafață de tendințe și o hartă reziduală sau pentru o interpolare obiectivă a datelor. Suprafețele de tendință pot fi construite prin gruparea coeficienților. În figura 2 coeficienții sînt aranjați într-o diagramă pentru a se arăta această grupare.

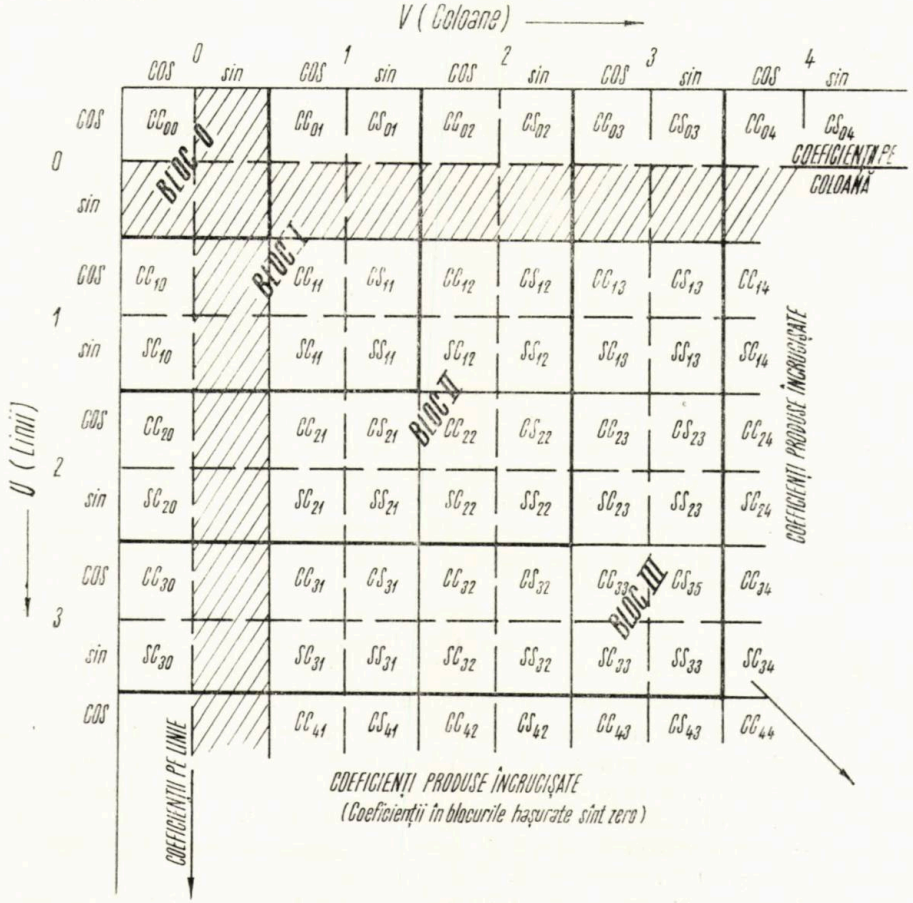


Fig. 2. — Diagramă indicînd gruparea coeficienților Fourier pentru construirea suprafețelor de tendințe de diverse grade.

Blocul O conţine doar un termen care produce un plan orizontal la valoarea coeficientului.

Blocul 1 conţine 8 termeni şi reprezintă suprafaţa lungimii de undă fundamentale. Suma blocurilor 0 şi 1 corespunde suprafeţei de tendinţă Fourier de gradul I.

Blocul 2 conţine 16 termeni, care reprezintă suprafaţa unei jumătăţi din lungimea de undă fundamentală. Suma blocurilor 0, 1 şi 2 corespunde suprafeţei de tendinţă Fourier de gradul II.

Se poate continua în acelaşi mod pentru construirea suprafeţelor de tendinţă Fourier de grade superioare.

Programul de calcul permite alegerea lungimii de undă fundamentale în direcţiile U şi V, precum şi numărul de termeni, deci gradul suprafeţei Fourier care se va obţine.

La ieşirea calculatorului se obţine direct pe imprimantă, în reprezentare alfanumerică, suprafaţa Fourier dorită, ca şi valorile măsurate, calculate şi reziduale.

Programului de calcul iniţial i s-au adus îmbunătăţiri şi completări, efectuîndu-se totodată schimbările necesare pentru rularea lui pe un calculator IRIS—50.

5. ANOMALIA GRAVITAŢIEI REPREZENTATĂ PRIN SUPRAFEŢE FOURIER

Folosind procedeul de separare descris, au fost construite cîteva suprafeţe Fourier pentru zona cercetată, exprimînd diverse grade de regionalitate ale anomaliei gravitaţiei în funcţie de numărul de termeni la care s-a limitat dezvoltarea în serie.

În figura 3 prezentăm o suprafaţă Fourier de gradul I, calculată prin reţinerea primilor patru termeni ai seriei. Se remarcă scăderea progresivă a valorilor de la NE spre SV, dar aproximaţia este nesatisfăcătoare, conducînd la o imagine relativ deformată a anomaliei regionale.

O aproximaţie superioară se obţine în cazul în care sînt luaţi în consideraţie 9 termeni, adică numărul maxim de termeni pentru o suprafaţă Fourier de gradul I. Figura 4, care reproduce această suprafaţă, pune în evidenţă trăsăturile esenţiale ale cîmpului gravitaţiei din zona studiată. Exceptînd flancul vestic al minimului major ($A—A'$), mai slab redat, această imagine poate fi considerată ca reprezentînd satisfăcător anomalia regională a gravitaţiei.

Avînd în vedere faptul că acest procedeu nu a fost folosit pînă în prezent în ţara noastră la separarea efectelor gravimetrice, au fost construite şi suprafeţe Fourier de ordin mai înalt, cu scopul de a constata modificările succesive ale imaginilor anomaliei gravitaţiei.

În figura 5 este prezentată anomalia gravitaţiei corespunzătoare unei suprafeţe Fourier de gradul II, în care au fost luaţi în considerare toţi cei 25 de termeni. În raport cu imaginea precedentă, se remarcă mai buna conturare a minimului major ($A—A'$), dar şi apariţia unor efecte locale în zona corespunzătoare părţii frontale a pînzei mediomarginale, unde izoliniile nu-şi mai păstrează linearitatea.

O suprafaţă Fourier completă de gradul III, care conţine contribuţia a 49 de termeni din dezvoltarea în serie, este ilustrată în figura 6. Ea nu

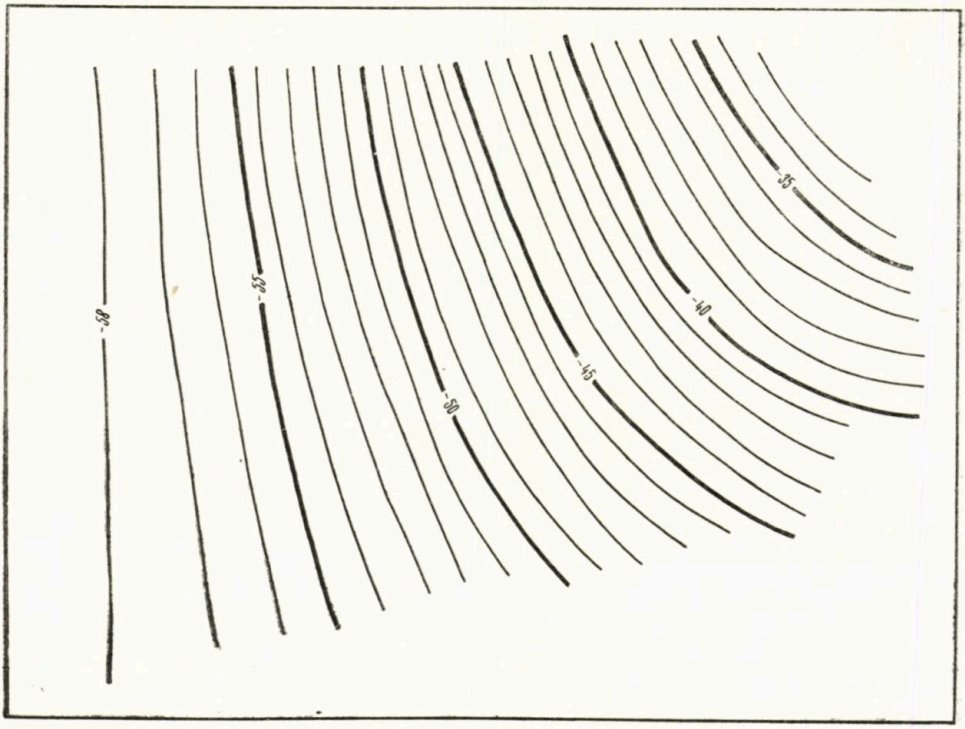


Fig. 3. — Anomalia gravitației într-un sector din Moldova centrală, reprezentată printr-o suprafață Fourier de gradul I (4 termeni).

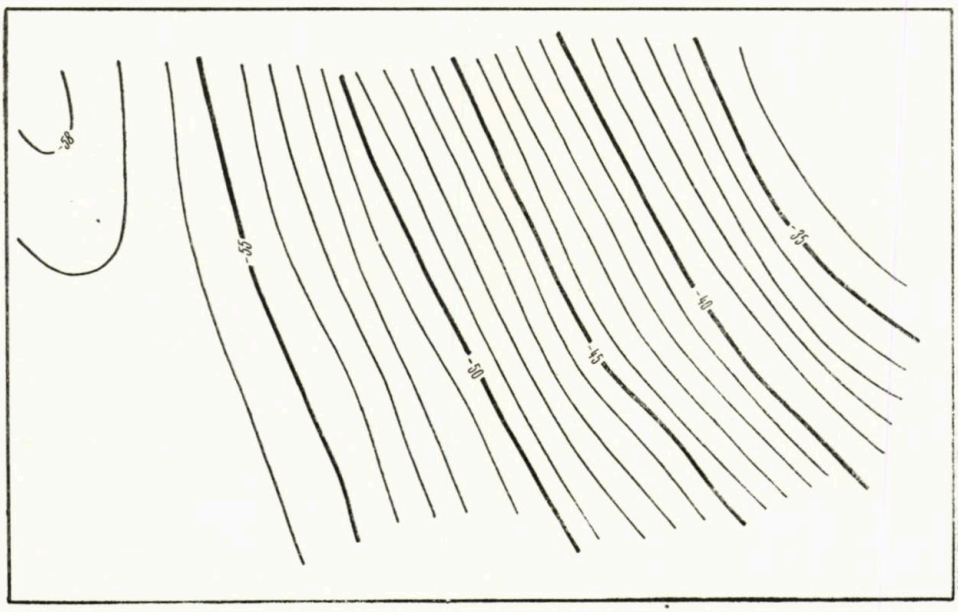


Fig. 4. — Anomalia gravitației într-un sector din Moldova centrală, reprezentată printr-o suprafață de gradul I (9 termeni).

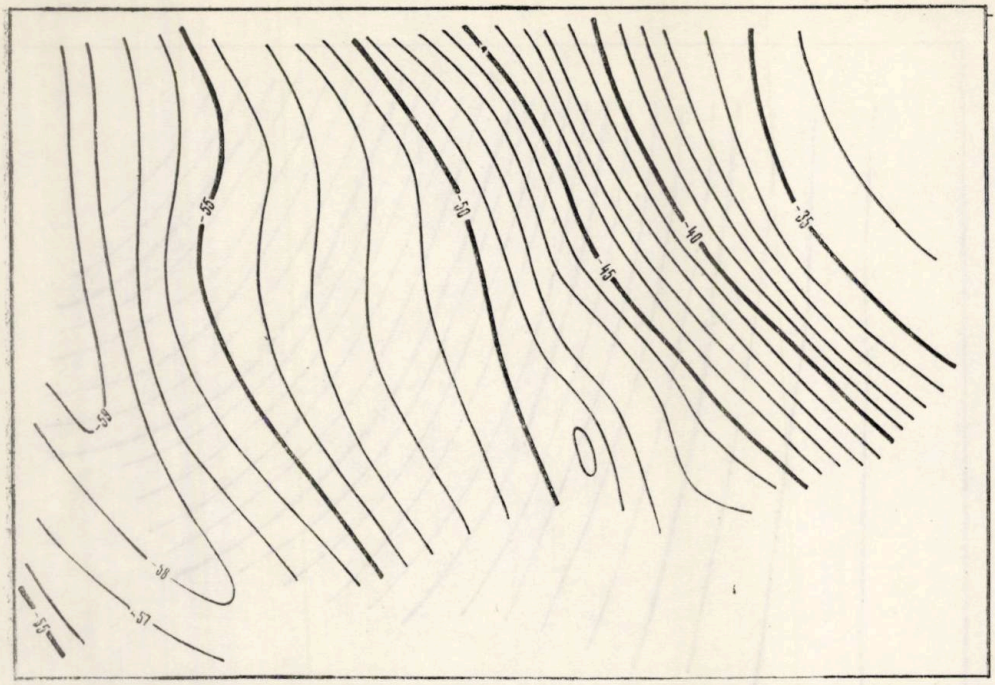


Fig. 5. — Anomalia gravitației într-un sector din Moldova centrală, reprezentată printr-o suprafață Fourier de gradul II (25 de termeni).

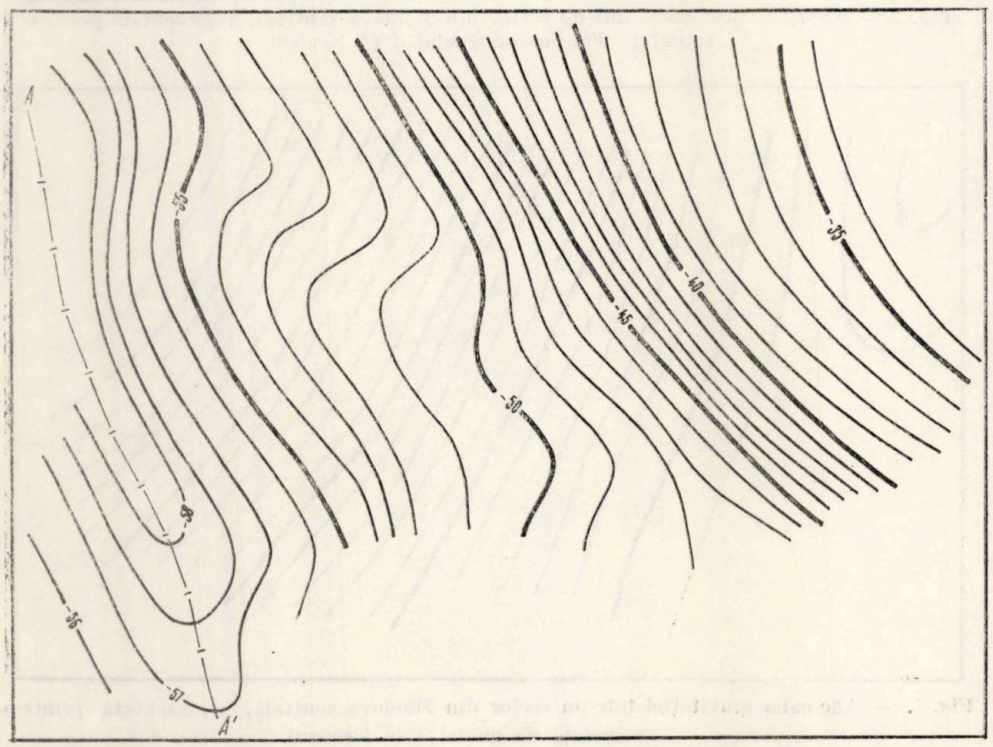


Fig. 6. — Anomalia gravitației într-un sector din Moldova centrală, reprezentată printr-o suprafață Fourier de gradul III (49 de termeni).

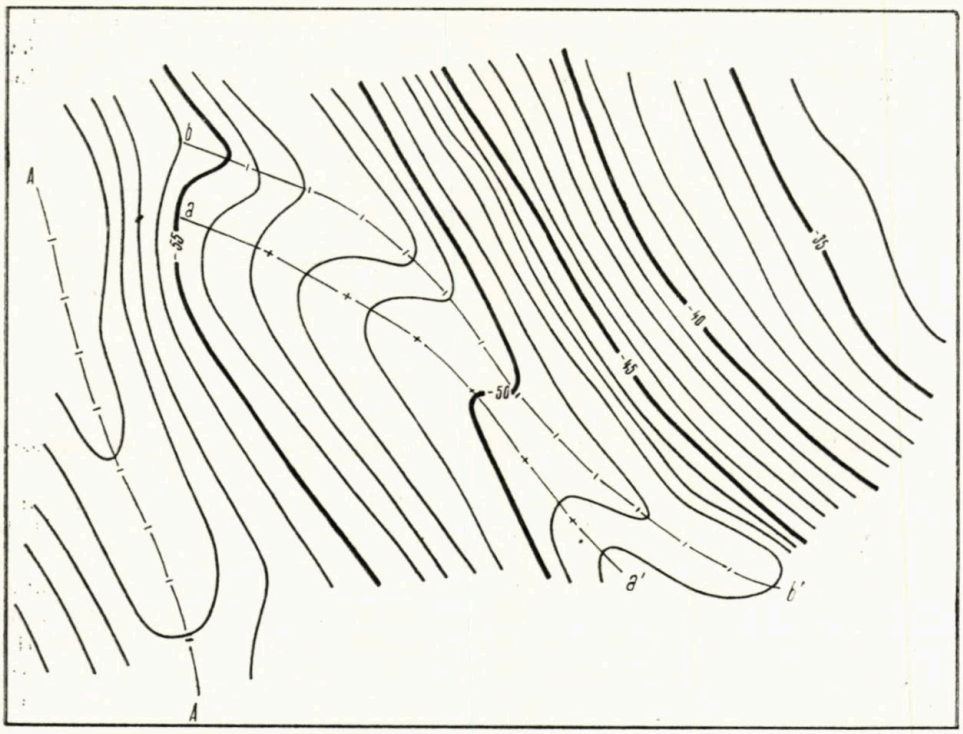


Fig. 7. — Anomalia gravitației într-un sector din Moldova centrală, reprezentată printr-o suprafață de gradul V (89 de termeni).

se deosebește substanțial de imaginea prezentată în figura 5, dar tendințele locale, corespunzătoare aliniamentelor de maxim ($a-a'$) și de minim ($b-b'$), apar mai pregnant.

Suprafața Fourier, construită pe baza unui număr total de 89 de termeni, este prezentată în figura 7. Comparația directă între imaginile anomaliei gravitației și suprafeței Fourier arată deosebiri nesemnificative. Diferențele dintre datele inițiale și cele calculate sînt mici, de ordinul a 0,1—0,2 mgal și numai rareori, în cîteva puncte, ating 0,5 mgal, astfel încît se poate considera că această suprafață reproduce anomalia gravitației, reprezentată în figura 1.

6. COMPARAȚIE ÎNTRE SUPRAFEȚELE FOURIER ȘI SUPRAFEȚELE POLINOMALE

După cum rezultă din imaginile prezentate anterior, suprafețele Fourier în raport cu numărul de termeni reținuți în dezvoltarea în serie reprezintă anomalii ale gravitației cu diverse grade de regionalitate. Ca urmare, între suprafețele Fourier și suprafețele polinomale, mai des folosite în separarea efectelor gravimetrice, trebuie să existe o corespondență. Evident, o comparație directă nu este posibilă, deoarece suprafețele Fourier de un anumit grad conțin mai mulți termeni și sînt mai complicate decît cele polinomale de același grad.

În general, pentru a se stabili echivalenţa între cele două tipuri de suprafeţe, se apreciază că un factor hotărîtor este jucat de numărul termenilor luaţi în consideraţie. În tabela 1 este prezentată, după, J. W. Harbaugh şi D. F. Merriam [8],

Tabela 1

Gradul suprafeţei Fourier	Numărul maxim de termeni	Gradul suprafeţei polinomale	Numărul maxim de termeni
I	9	III	10
II	25	IV	28
III	49	VIII	45

comparaţia suprafeţelor Fourier pînă la gradul III inclusiv cu suprafeţele polinomale cele mai apropiate.

În regiunea studiată, analiza în paralel a rezultatelor obţinute prin cele două procedee de separare nu este posibilă decît pentru sectorul de la est de minimul major ($A-A'$), unde estimarea anomaliei regionale s-a realizat prin metoda simplificată a regresiunii şi prin metoda speranţei matematice [12]. Imaginile obţinute, precum şi analiza dispersională, au arătat că pentru acest sector restrîns o suprafaţă polinomală de gradul I aproximează satisfăcător anomalia regională. Aceste imagini au configuraţii asemănătoare celei prezentate în figura 3, în care dezvoltarea în serie Fourier a fost limitată la primii patru termeni.

Deoarece zona cercetată cuprinde şi minimul major ($A-A'$), se poate accepta ca anomalie regională suprafaţa Fourier de gradul I, reprodusă în figura 4.

Alegerea procedeului de separare a anomaliilor gravimetrice cu diverse grade de regionalitate depinde preponderent de natura de şi dispoziţia surselor perturbante în subsol. Dacă cîmpul gravitaţiei nu prezintă o structură complicată, estimarea anomaliei regionale prin polinoame de gradele I şi II apare mai adecvată, deoarece suprafeţele corespunzătoare sînt inferioare suprafeţei Fourier de gradul I. Asemenea situaţii se întîlnesc frecvent în Moldova centrală şi nordică, între linia Siretului şi limita estică a flişului. În situaţii geologice mai complicate, caracterizate prin surse perturbante plasate la diverse niveluri pe verticală, aproximarea anomaliei regionale cu suprafeţe Fourier de diverse grade pare a constitui o soluţie satisfăcătoare.

În orice caz, în stadiul actual este dificil de a stabili care din cele două procedee de separare funcţionează în mod optim într-o regiune dată.

7. CONSIDERAŢII GEOLOGICE ASUPRA REZULTATELOR OBŢINUTE

Aproximarea anomaliei gravitaţiei cu suprafeţe Fourier din ce în ce mai complexe a permis obţinerea unor informaţii suplimentare asupra structurii geologice a regiunii studiate, într-o zonă complicată în care aportul altor cercetări geofizice este extrem de redus.

Imaginile prezentate sugerează existența a trei surse perturbante principale.

În sectorul Moinești-Dofteana, pe aria cuvetei Asău-Comănești și a pînzei mediomarginale, se individualizează tronsonul sudic ($A-A'$) al anomaliei majore de minim a Carpaților Orientali, care se închide la paralela văii Slănicului. Spre nord, zona de deficit de gravitate se continuă, axa ei dirijîndu-se aproximativ pe direcția localităților Ceahlău-Stulpicani-Cîmpulung. Exceptînd cauzele de mare adîncime de natură crustală, se poate considera că anomalia regională reflectă îngroșarea maximă a depozitelor de fliș și subordonat de molasă, într-o zonă în care se acumulează unitățile externe în pînză ale Carpaților Orientali.

A doua sursă perturbantă este cantonată în cuvertură, dar prin extinderea ei pe direcție produce deformări ale cîmpului gravitației cu un grad de regionalitate mai limitat. Între Moinești și N Tg. Ocna, pînza mediomarginală avansează mult către est și ia contact direct cu depozitele miocene ale unității pericarpatice. De-a lungul limitei de suprafață dintre depozitele de fliș și depozitele miocene se individualizează o serie de anomalii de maxim și de minim ale gravitației, care se înșiră pe două aliniamente conjugate ($a-a'$) și ($b-b'$) și se grefează pe fondul regional de scădere a valorilor gravității spre SV (fig. 1 și 7). În sectorul studiat, anomalia gravitației se suprapune cu linia mediomarginală, sugerînd contactul tectonic anormal dintre depozitele de fliș în pînză și depozitele miocene cu sare de la exterior. Poziția aliniamentelor anomale arată în mod evident raporturile de încălecare care se realizează între depozitele de fliș și depozitele miocene.

Pentru aprecierea surselor locale de anomalii au fost întocmite două hărți, care conduc la rezultate perfect comparabile. În figura 8 se prezintă anomalia obținută prin scăderea punct cu punct a valorilor anomaliei regionale, aproximată printr-o suprafață de gradul I din cele corespunzătoare unei suprafețe de gradul III. În figura 9 este reprodusă anomalia reziduală determinată în fiecare punct ca diferența dintre valorile anomaliei gravitației și valorile anomaliei regionale, estimată printr-o suprafață Fourier completă de gradul I.

Pe aria cuvetei Asău — Comănești se individualizează o anomalie largă de minim, notată ($1-1'$), cu intensitatea de 2,0—2,5 mgal. Deficitul de masă care comandă anomalia este reprezentat de depozite sarmato-pliocene puțin dense, dezvoltate pe o grosime de cîteva sute de metri.

Anomalia de maxim ($2-2'$), dispusă pe aria pînzei mediomarginale a flișului, reflectă în cea mai mare parte excesul de masă al formațiunilor cretacice și eocene, care se dezvoltă în principala cută-solz din acest sector. Evident, structura de detaliu a pînzei este mult mai complicată, dar ea nu poate fi descifrată pe baza datelor gravimetrice.

La limita externă a flișului se individualizează aliniamentul de minim ($3-3'$), care este condiționat de îngroșarea axială a depozitelor miocene, reprezentate prin orizontul cenușiu. În acest sector, anomalia reziduală (fig. 9) aduce unele informații suplimentare, individualizînd două minime localizate, care cumulează și efectul produs de prezența unor mase de sare în apropierea suprafeței.

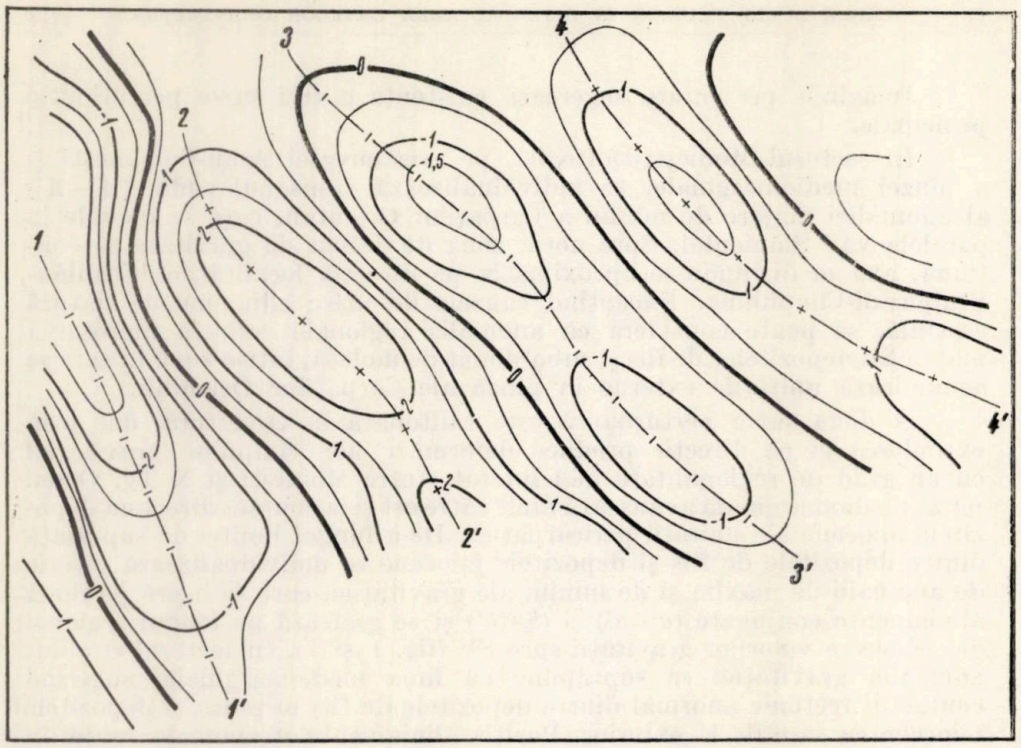


Fig. 8. — Anomalia gravitației într-un sector din Moldova centrală, obținută ca diferență între suprafețele Fourier de gradele III și I.

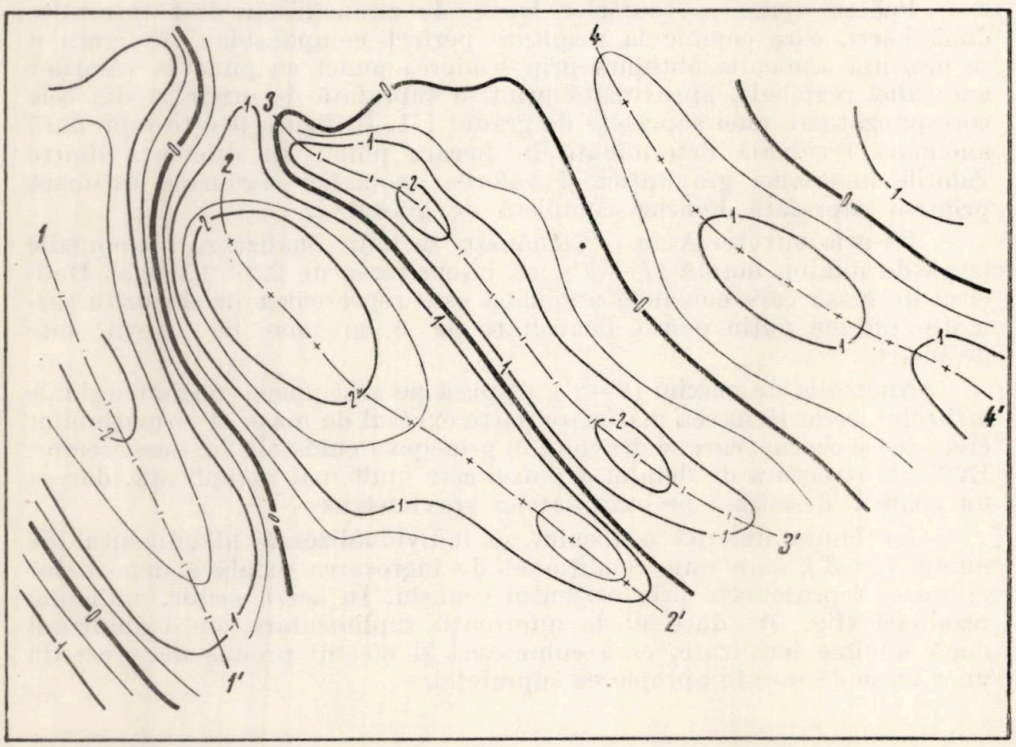


Fig. 9. — Anomalia reziduală a gravitației într-un sector din Moldova centrală.

La exterior se dispune aliniamentul de maxim (*4—4'*), care reflectă o cută-solz miocenă, cu sîmburele alcătuit din orizontul roşu grezos-marnos.

8. CONCLUZII

Studiul efectuat pentru o suprafaţă restrînsă din Moldova centrală a arătat posibilitatea separării efectelor gravimetrice, cu diverse grade de regionalitate, prin procedeul dezvoltării în serie Fourier pentru date de observaţie neuniform spaţiate. Procesul de calcul a fost complet automatizat, astfel încît se asigură estimarea rapidă a suprafeţelor Fourier. În funcţie de caracteristicile fizico-geologice ale regiunii studiate şi de scopul urmărit, din imaginile succesive obţinute se pot alege soluţiile cele mai adecvate.

Pentru a putea compara suprafeţele Fourier cu cele polinomale, s-a apreciat că numărul termenilor selectaţi este determinant şi nu gradul acestora.

Primit la redacţie la 19 mai 1973

USE OF DOUBLE FOURIER SERIES FOR THE INTERPRETATION OF GRAVIMETRIC DATA MEASURED IN AN IRREGULARY SPACED LATTICE, APPLIED TO A ZONE IN THE CENTREL MOLDAVIA

(*Abstract*)

With the aid of a FORTRAN IV program, using double Fourier series for surface fitting of irregularly spaced data, a study is performed for the separation of gravity effects with various degrees of regionality.

The technique was successfully applied for a flisch-zone with a very complicated geological structure.

BIBLIOGRAFIE

1. ALLDREDGE, L.R., G.D. VAN VOORHIS, T.M. DAVIS, *A magnetic profile around the world*, J. geophys. Res., **68**, *12*, 3679—3692 (1963).
2. BOTEZATU, R., ŞT. DUMITRU, *Efectul gravimetric al limitei externe a flişului în Moldova de nord*, Bul. şt. Acad. RPR, Secţia Geol. Geogr., **2**, *2*, 369—384 (1957).
3. BOTEZATU, R., ŞT. DUMITRU, M. VISARION, *Caracteristicile reflectării în anomalii gravimetrice a formelor structurale din nord-estul R.S.R.*, Bul. Inst. petrol gaze şi geologie, **13**, 35—43 (1965).
4. BOTEZATU, R., *Interpretarea anomaliilor gravimetrice şi magnetice cu ajutorul funcţiilor periodice*, St. tehn. econ., Seria D, *8*, 1—289 (1971).
5. DEAN, W.C., *Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation*, Geophysics, **23**, *1*, 97—127 (1958).
6. GOODMAN, N.R., *Some comments on spectral analysis of time series* Technometrics, **3**, *2*, 221—234 (1961).
7. GRANT, F.S., *A theory for the regional correction of potential field data*, Geophysics, **19**, *1*, 23—45 (1954).

8. HARBAUGH, J.W., D.F. MERRIAM, *Computer applications in stratigraphic analysis*, New York, John Wiley and Sons, Inc., 1968.
9. JAMES, W.R., *FORTRAN—IV program using double Fourier series for surface fitting of irregularly spaced data*, Computer contribution 5, Lawrence, the University of Kansas, 1966.
10. SWARTZ, C.A., *Some geometrical properties of residual maps*, Geophysics, **19**, *1*, 46—70 (1954).
11. VISARION, M., *Contribuţii geofizice cu privire la structura geologică a Depresiunii Precarpatice din Moldova de mijloc*, Asoc. geol. carpato-balcanică, Congr. V, Comunicări ştiinţ., *6*, 99—115 (1963).
12. VISARION M., *Sur quelques procédés statistiques utilisés à la séparation des effets gravimétriques dans les Carpates orientales*, Assoc. Géol. Carpato-Balkanique, VIII-ème Congres, Rapports, Géophysique Belgrade, 1967, p. 161—168.
13. VISARION, M., *Anomalii locale de gravitate pe aria flişului marginal şi extern din Moldova centrală*, St. tehn. econ., Seria D, *7*, 41—57 (1970).

STUDIUL ANOMALIILOR GRAVIMETRICE ȘI MAGNETICE SINGENETICE CU AJUTORUL CALCULULUI ELECTRONIC

DE

VLADIMIR ȘTEFLEA, MIHAIL IANĂȘ și VASILE ȘMALBERGHER

Institutul de geofizică aplicată, București, str. Izvor nr. 78

Dacă se admite că într-o regiune dată anomaliile magnetice și gravimetrice suprapuse sînt produse de o sursă unică, se pot obține informații utile asupra structurii geologice cu ajutorul relației lui Poisson prin determinarea raportului I/δ, I fiind intensitatea de magnetizare anomală și δ contrastul de densitate [1], [2].

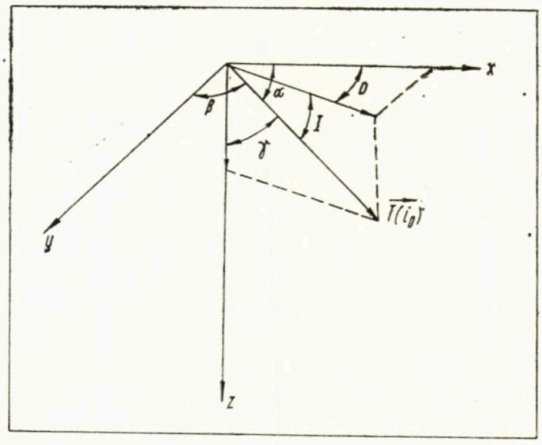


Fig. 1.— Direcția și intensitatea cîmpului geomagnetic.

În cazul existenței unei surse unice și a unei magnetizări uniforme, teorema Poisson exprimă legătura dintre potențialele anomale, magnetic și gravimetric, sub forma

$$-\Omega = \frac{I}{G\delta} \cdot \frac{\partial V}{\partial i}, \qquad (1)$$

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 11, NR. 2, P. 277–283, BUCUREȘTI, 1973

în care Ω este potenţialul magnetic, V potenţialul gravimetric, I intensitatea de magnetizare anomală, δ contrastul de densitate, G constanta gravitaţională şi i direcţia magnetizării uniforme.

Din (1) se deduce

$$Z = -\frac{\partial \Omega}{\partial z} = \frac{I}{G\delta} \cdot \frac{\partial g}{\partial i} \tag{2}$$

şi

$$T = -\frac{\partial \Omega}{\partial i} = \frac{I}{G\delta} \cdot \frac{\partial^2 V}{\partial i^2}, \tag{3}$$

unde Z şi T reprezintă componenta verticală magnetică anomală şi, respectiv, intensitatea magnetică totală anomală, iar g anomalia gravimetrică Bouguer.

Admiţînd că magnetizarea este verticală, avem cazul valorilor Z şi T reduse la pol, care se pot exprima

$$Z_R = \frac{I}{G\delta} \cdot \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = \frac{I}{G\delta} \cdot \frac{\partial g}{\partial z} = \frac{I}{G\delta} g_z \tag{4}$$

şi

$$T_R = \frac{I}{G\delta} \cdot \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = \frac{I}{G\delta} g_z. \tag{5}$$

Se constată că Z_R şi T_R sînt egale şi se observă că raportul I/δ se poate determina simplu din raportul dintre Z_R sau T_R şi derivata verticală g_z a anomaliei Bouguer:

$$\frac{I}{\delta} = G\frac{Z_R}{g_z} = G\frac{T_R}{g_z}. \tag{6}$$

Să examinăm posibilitatea obţinerii valorilor Z_R şi T_R, adică a valorilor reduse la pol, pe baza valorilor Z şi T măsurate.

Pentru componenta verticală Z, relaţia (2) se poate scrie sub forma

$$Z = \frac{I}{G\delta}\left(\frac{\partial g}{\partial x} \cdot \frac{\partial x}{\partial i} + \frac{\partial g}{\partial y} \cdot \frac{\partial y}{\partial i} + \frac{\partial g}{\partial z} \cdot \frac{\partial z}{\partial i}\right) \tag{7}$$

sau (fig. 1)

$$Z = \frac{I}{G\delta}\left(g_x \cos \mathfrak{I} \cos D + g_y \cos \mathfrak{I} \sin D + g_z \sin \mathfrak{I}\right), \tag{8}$$

în care $\mathfrak{I}$ şi D reprezintă înclinaţia şi, respectiv, declinaţia magnetică.

Vom face transformata Fourier pentru expresiile (4) şi (8) în scopul trecerii în domeniul spectral. Se obţine

$$F(Z_R) = \frac{I}{G\delta} \sqrt{\omega_x^2 + \omega_y^2} \cdot F(g) \tag{9}$$

şi

$$F(Z) = \frac{I}{G\delta} [\sin \vartheta \sqrt{\omega_x^2 + \omega_y^2} + j \cos \vartheta (\omega_x \cos D + \omega_y \sin D)] F(g), \tag{10}$$

unde simbolul F reprezintă transformata Fourier, iar

$$\omega_x = \frac{2\pi}{N \cdot \Delta x} ix \text{ şi } \omega_y = \frac{2\pi}{N \cdot \Delta x} iy,$$

cu N număr de valori, Δx interval de eşantionare, ix şi iy numere de undă. Trebuie făcută precizarea că valorile utilizate trebuie să se găsească pe un profil sau într-o reţea uniform spaţiate.

Făcînd raportul expresiilor (9) şi (10), se găseşte

$$F(Z_R) = \frac{\sin \vartheta (\omega_x^2 + \omega_y^2) + j \sqrt{\omega_x^2 + \omega_y^2} \cos \vartheta (\omega_x \cos D + \omega_y \sin D)}{\sin^2 \vartheta (\omega_x^2 + \omega_y^2) + \cos^2 \vartheta (\omega_x \cos D + \omega_y \sin D)^2} F(Z). \tag{11}$$

Dacă $D = 0$, caz frecvent pentru teritoriul ţării noastre,

$$F(Z_R) = \frac{\sin \vartheta (\omega_x^2 + \omega_y^2) + j \cos \vartheta \omega_x \sqrt{\omega_x^2 + \omega_y^2}}{\omega_x^2 + \sin^2 \vartheta \omega_y^2} F(Z). \tag{12}$$

În mod cu totul similar se obţine pentru intensitatea totală magnetică anomalia redusă la pol expresia

$$F(T_R) = \frac{1}{\sin^2 \vartheta} \cdot \frac{(\omega_x^2+\omega_y^2) - (\omega_x \cos D + \omega_y \sin D)^2 \operatorname{ctg}^2 \vartheta (\omega_x^2+\omega_y^2) + j \cdot 2 (\omega_x \cos D + \omega_y \sin D) \operatorname{ctg} \vartheta (\omega_x^2+\omega_y^2)^{3/2}}{[\omega_x^2+\omega_y^2 - (\omega_x \cos D + \omega_y \sin D)^2 \operatorname{ctg}^2 \vartheta] + 4 (\omega_x \cos D + \omega_y \sin D)^2 \operatorname{ctg}^2 \vartheta (\omega_x^2 + \omega_y^2)} F(T). \tag{13}$$

care pentru $D = 0$ devine

$$F(T_R) = \frac{1}{\sin^2 \vartheta} \cdot \frac{(\omega_x^2+\omega_y^2)^2 - \omega_x^2 (\omega_x^2+\omega_y^2) \operatorname{ctg}^2 \vartheta + j \cdot 2\omega_x (\omega_x^2+\omega_y^2)^{3/2} \operatorname{ctg} \vartheta}{[\omega_x^2+\omega_y^2 - \omega_x^2 \operatorname{ctg}^2 \vartheta]^2 + 4\omega_x^2 \operatorname{ctg}^2 \vartheta (\omega_x^2 + \omega_y^2)} F(T). \tag{14}$$

Derivata verticală a anomaliei Bouguer în domeniul spectral se determină conform relaţiei

$$F(g_z) = \sqrt{\omega_x^2 + \omega_y^2}\, F(g), \tag{15}$$

iar dacă se pune problema continuării la un nivel h corespunzător altitudinii de zbor în cazul măsurătorilor aeromagnetice

$$F(g_z)_{\text{const}} = e^{-h\sqrt{\omega_x^2+\omega_y^2}} \cdot \sqrt{\omega_x^2 + \omega_y^2}\, F(g). \tag{16}$$

Determinarea raportului I/δ se va putea face în domeniul spectral pentru diverse frecvenţe sau numere de undă. Astfel:

$$I/\delta\,(\omega_x, \omega_y) = G\,\frac{F_{Z_R}(\omega_x, \omega_y)}{F_{g_z}(\omega_x, \omega_y)} = G\,\frac{F_{T_R}(\omega_x, \omega_y)}{F_{g_z}(\omega_x, \omega_y)}; \tag{17}$$

O problemă importantă care se pune este aceea a verificării gradului de corelaţie între anomaliile gravimetrică şi magnetică, adică testarea faptului că aceste anomalii sînt produse de aceeaşi cauză. Această testare se poate face în domeniul spaţial cu ajutorul coeficientului de corelaţie pe linii şi coloane. Expresia de calcul a coeficientului de corelaţie este

$$C_x = \frac{N\Sigma XY - \Sigma X \cdot \Sigma Y}{\sqrt{[N\Sigma X^2 - (\Sigma X)^2] \cdot [N\Sigma Y^2 - (\Sigma Y)^2]}}; \tag{18}$$

unde X reprezintă, după caz, Z_R sau T_R, iar Y valorile g_z, N fiind numărul de valori de pe linie sau coloană.

În domeniul spectral se utilizează pentru testare coerenţa pătratică (coh^2), obţinută conform relaţiei

$$\text{coh}^2\,(\omega_x, \omega_y) = \frac{|P_{xy}(\omega_x, \omega_y)|^2}{P_x(\omega_x, \omega_y) \cdot P_y(\omega_x, \omega_y)}; \tag{19}$$

în care P_{xy} este spectrul de putere de interacţiune, iar P_y şi P_x sînt spectre de putere mutuale, x şi y avînd aceleaşi semnificaţii ca mai sus.

O testare combinată spaţial-spectrală se obţine cu ajutorul funcţiei de corelaţie:

$$k_{12}(\tau_x, \tau_y) = \frac{1}{4\pi^2} \iint_{-\infty}^{+\infty} E_{12}(\omega_x, \omega_y)\, e^{j(\omega_x \tau_x + \omega_y \tau_y)} \cdot d\omega_x\, d\omega_y, \tag{20}$$

unde

$$E_{12}(\omega_x, \omega_y) = F^*(x) \cdot F(y). \tag{21}$$

x şi y avînd aceeaşi semnificaţie.

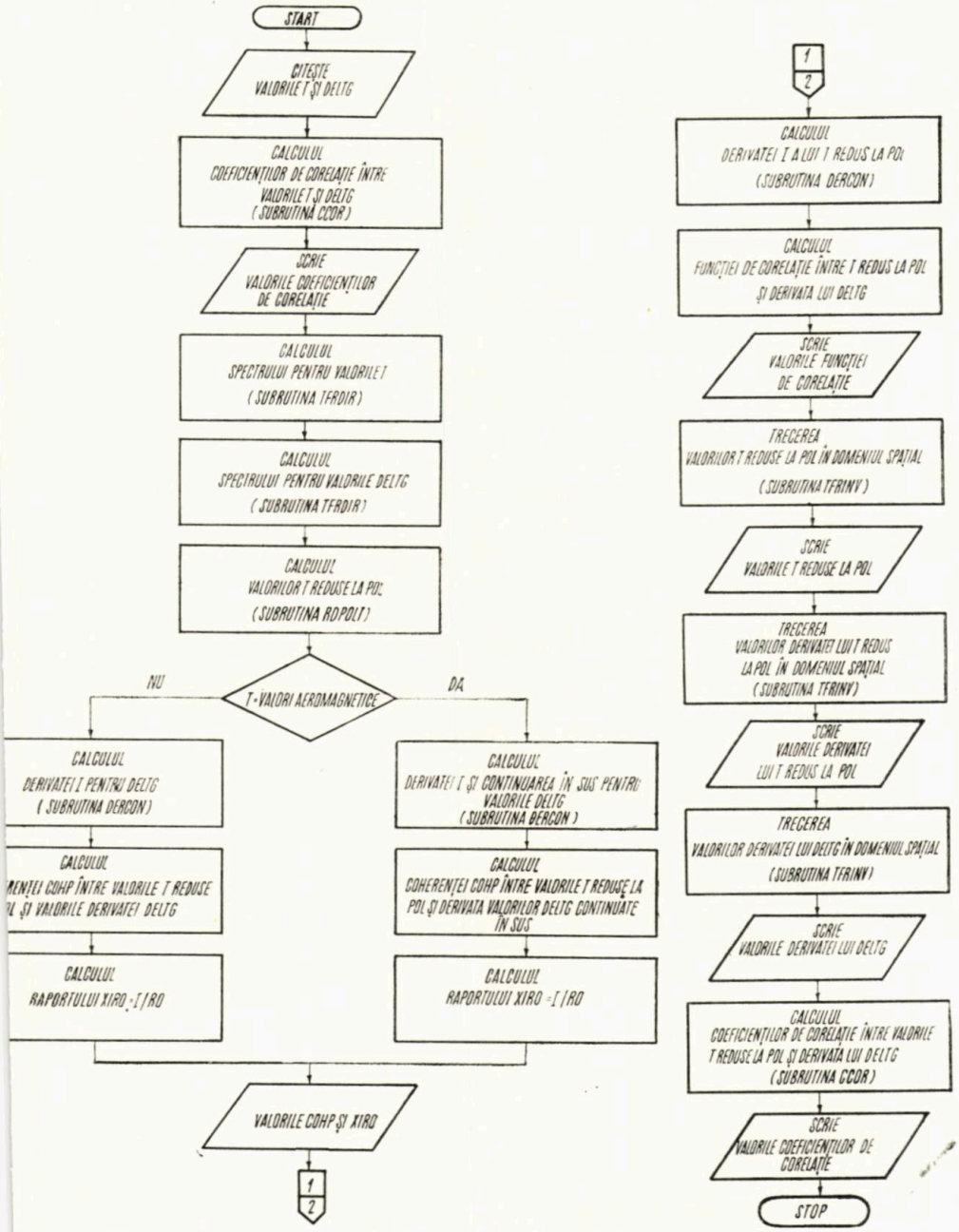

START
CITEȘTE VALORILE T ȘI DELTG
CALCULUL COEFICIENȚILOR DE CORELAȚIE ÎNTRE VALORILE T ȘI DELTG (SUBRUTINA CCOR)
SCRIE VALORILE COEFICIENȚILOR DE CORELAȚIE
CALCULUL SPECTRULUI PENTRU VALORILE T (SUBRUTINA TFRDIR)
CALCULUL SPECTRULUI PENTRU VALORILE DELTG (SUBRUTINA TFRDIR)
CALCULUL VALORILOR T REDUSE LA POL (SUBRUTINA RDPOLT)
T=VALORI AEROMAGNETICE
NU
DA
CALCULUL DERIVATEI I PENTRU DELTG (SUBRUTINA DERCON)
CALCULUL DERIVATEI I ȘI CONTINUAREA ÎN SUS PENTRU VALORILE DELTG (SUBRUTINA DERCON)
CALCULUL COHERENȚEI COHP ÎNTRE VALORILE T REDUSE ... ȘI VALORILE DERIVATEI DELTG
CALCULUL COHERENȚEI COHP ÎNTRE VALORILE T REDUSE LA POL ȘI DERIVATA VALORILOR DELTG CONTINUATE ÎN SUS
CALCULUL RAPORTULUI XIRO=I/RO
CALCULUL RAPORTULUI XIRO=I/RO
VALORILE COHP ȘI XIRO
1
2
1
2
CALCULUL DERIVATEI I A LUI T REDUS LA POL (SUBRUTINA DERCON)
CALCULUL FUNCȚIEI DE CORELAȚIE ÎNTRE T REDUS LA POL ȘI DERIVATA LUI DELTG
SCRIE VALORILE FUNCȚIEI DE CORELAȚIE
TRECEREA VALORILOR T REDUSE LA POL ÎN DOMENIUL SPAȚIAL (SUBRUTINA TFRINV)
SCRIE VALORILE T REDUSE LA POL
TRECEREA VALORILOR DERIVATEI LUI T REDUS LA POL ÎN DOMENIUL SPAȚIAL (SUBRUTINA TFRINV)
SCRIE VALORILE DERIVATEI LUI T REDUS LA POL
TRECEREA VALORILOR DERIVATEI LUI DELTG ÎN DOMENIUL SPAȚIAL (SUBRUTINA TFRINV)
SCRIE VALORILE DERIVATEI LUI DELTG
CALCULUL COEFICIENȚILOR DE CORELAȚIE ÎNTRE VALORILE T REDUSE LA POL ȘI DERIVATA LUI DELTG (SUBRUTINA CCOR)
SCRIE VALORILE COEFICIENȚILOR DE CORELAȚIE
STOP

Fig. 2. — Schema-bloc a programului complex de calcul electronic.

Pentru utilizarea acestei metode de determinare a raportului I/δ, ca şi pentru testarea singenetismului anomaliilor, am realizat un program original complex de calcul electronic în limbaj FORTRAN—IV sub forma unui pachet de programe, care permite într-un timp scurt obţinerea tuturor mărimilor necesare, ca şi a funcţiilor de testare a corelaţiei. Programul, a cărei schemă-bloc este prezentată în figura 2, a fost testat şi aplicat cu foarte bune rezultate pentru cazuri teoretice şi reale [1].

ANEXA

Notaţii pentru schema-bloc

T — valorile cîmpului geomagnetic total;
DELTG — valorile cîmpului gravitaţional;
XIRO — raportul dintre intensitatea de magnetizare şi contrastul de densitate;
TFRDIR — subrutină pentru calculul spectrului (transformata Fourier, caz bidimensional);
TFRINV — subrutina de trecere din domeniul spectral în domeniul spaţial (transformata Fourier inversă);
RDPOLT — subrutină pentru calculul reducerii la pol a cîmpului geomagnetic;
DERCON — subrutină pentru calculul derivatei I sau a derivatei I şi a continuărilor analitice în sus sau jos;
CCOR — subrutină pentru calculul coeficienţilor de corelaţie în domeniul spaţial.

Primit la redacţie la 19 mai 1973

STUDY OF THE GRAVITY AND MAGNETIC SYNGENETIC ANOMALIES BY AUTOMATIC COMPUTING

(*Abstract*)

Gravity and magnetic field anomalies caused by the same body may be analysed using Poisson's equation.

In this paper an algorithm and the flow chart for a FORTRAN IV program are presented.

By the use of this program it is possible to establish the ratio I/δ and to test whether the sources of the magnetic and gravity fields are from the same rock units. Also, we may,

[1] Un exemplu de aplicare se găseşte în cuprinsul acestui volum al revistei, p. 285.

obtain : the Z or T values reduced to the pole, the first vertical derivative of these values and of the Bouguer anomaly, at the ground level or continuated upward or downward.

BIBLIOGRAFIE

1. GARLAND G.D., *Combined analysis of gravity and magnetic anomalies*, Geophysics, **16**, *1*, 51—62.
2. KANASEWICH E., R. AGARWAL, *Analysis of combined gravity and magnetic fields in wave number domain*, J. Geoph. Res., **75**, *29*, 5702—5712.

ANALIZA COMBINATĂ A ANOMALIILOR GRAVIMETRICE ŞI MAGNETICE DIN ZONA GĂBUD (DEPRESIUNEA TRANSILVANIEI)

DE

MARIUS VISARION, VLADIMIR ŞTEFLEA, MIHAIL IANĂŞ
şi VASILE ŞMALBERGHER
Institutul de geofizică aplicată, Bucureşti, str. Izvor nr. 78

1. INTRODUCERE

Studiul combinat al anomaliilor gravimetrice şi magnetice conduce uneori la concluzii deosebit de importante asupra structurii geologice ascunse, cu precădere în acele sectoare unde cercetările seismice oferă o imagine incompletă a subsolului. Admiterea ipotezei unei surse unice, responsabilă de efectele gravimetrice şi magnetice cartate la suprafaţă, stă la baza oricărui studiu de acest gen. În asemenea situaţii, folosirea relaţiei lui Poisson devine posibilă şi aplicarea ei în cazuri concrete poate conduce la informaţii asupra naturii corpului perturbant, prin determinarea raportului I/δ dintre intensitatea de magnetizare anomală şi contrastul de densitate. Implicaţiile ştiinţifice şi practic-aplicative ale cercetării combinate a anomaliilor gravimetrice şi magnetice sînt evidente şi nu insistăm asupra lor, deoarece au făcut obiectul mai multor lucrări publicate în literatura de specialitate [7], [9], [10], [12], [14].

Complexitatea structurii geologice nu permite decît în cazuri particulare detectarea unor surse perturbante, capabile să genereze anomalii gravimetrice şi magnetice conjugate. De cele mai multe ori, în profilul geologic se realizează cîteva contraste de proprietăţi fizice, cantonate în cuvertură şi în fundament, al căror efect se reflectă la suprafaţă în anomalii cumulative.

Lucrarea îşi propune să prezinte un caz mai complicat, dar frecvent întîlnit în activitatea de prospecţiune, în care anomalia gravităţii, produsă de mai multe cauze perturbante, conţine şi efectul unei surse responsabile integral de anomalia magnetică cartată.

2. ALCĂTUIREA GEOLOGICĂ A REGIUNII GĂBUD

Regiunea studiată se situează în partea vestică a Depresiunii Transilvaniei, într-un sector de trecere de la zona centrală domală la zona cutelor diapire.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 11, NR. 2, P. 285–302, BUCUREŞTI, 1973

Cercetările geologice de suprafaţă şi de foraj au permis stabilirea succesiunii stratigrafice a formaţiunilor de cuvertură, care include depozite pliocene, sarmaţiene, bugloviene şi tortoniene cu sare. Cîteva foraje (Ocna - Mureş, Copand şi Viişoara) au investigat şi pretortonianul, indicînd prezenţa formaţiunilor miocene inferioare şi eocene, precum şi a unor formaţiuni eruptive preeocene.

Seismometria, beneficiind de condiţii satisfăcătoare de aplicabilitate la est de aliniamentele anticlinale cu sare diapiră, a condus la descifrarea detaliată a structurii formaţiunilor neogene pînă la orizontul caracteristic al tufului de Dej. La niveluri inferioare, datele sînt sporadice şi oferă numai o imagine structurală incompletă. O limită reflectatoare mai continuă, care părea a urmări fundamentul cristalin, coincide cu suprafaţa formaţiunilor eruptive, cel puţin în sectoarele unde acestea au fost interceptate de foraje.

3. DATE INIŢIALE

Rezultatele prospecţiunilor gravimetrice şi aeromagnetice au condus la alcătuirea unor hărţi care au constituit materialul primar pentru prelucrările fizico-matematice efectuate ulterior.

Din cercetarea preliminară a hărţii gravimetrice rezultă caracterul complex al anomaliei gravitaţiei, care reprezintă efectul cumulat al maselor dense adînci şi al elementelor geologice de cuvertură.

Anomalia cîmpului geomagnetic total, reprodusă în figura 1 după Tr. Cristescu şi colaboratorii [1], conturează un maxim regional, cu două apexuri şi conturul cvasidreptunghiular. Acest maxim se plasează în partea sud-vestică a anomaliei majore magnetice, care ocupă toată zona centrală a Depresiunii Transilvaniei.

Anomalia de maxim de la Găbud este jalonată spre nord de minimele de la Gura Arieşului şi Aţintiş.

Studiul anomaliei cîmpului geomagnetic total sugerează existenţa unor cauze adînci, care se plasează la nivelul fundamentului cristalin sau în vecinătatea acestuia.

4. PRELUCRĂRI FIZICO-MATEMATICE ALE MATERIALULUI PRIMAR

Studiul anomaliilor gravimetrice şi magnetice de la Găbud presupune folosirea unor procedee fizico-matematice care să evidenţieze mai clar sursele perturbante situate la diverse niveluri pe verticală. Prelucrarea materialului primar urmăreşte obţinerea unor informaţii suplimentare care să justifice analiza combinată a datelor transformate pentru descifrarea structurii adînci.

---

[1] Tr. Cristescu, Al. Ştefănciuc, Cr. Georgescu, C. Georgescu şi Gh. Lascău, Prospecţiuni aeromagnetice în regiunea M. Apuseni, Crişana, Baia Mare, V Depresiunea Transilvaniei, Cîmpia Română şi Depresiunea Getică, Arh. IGPPMS, Bucureşti, 1965.

Calculele solicitate de transformarea datelor inițiale au fost executate la un calculator electronic de tip FELIX C-256, pe baza unor programe scrise în limbaj FORTRAN-IV. Metodica utilizată este cea propusă de V. Șteflea și colab. [12].

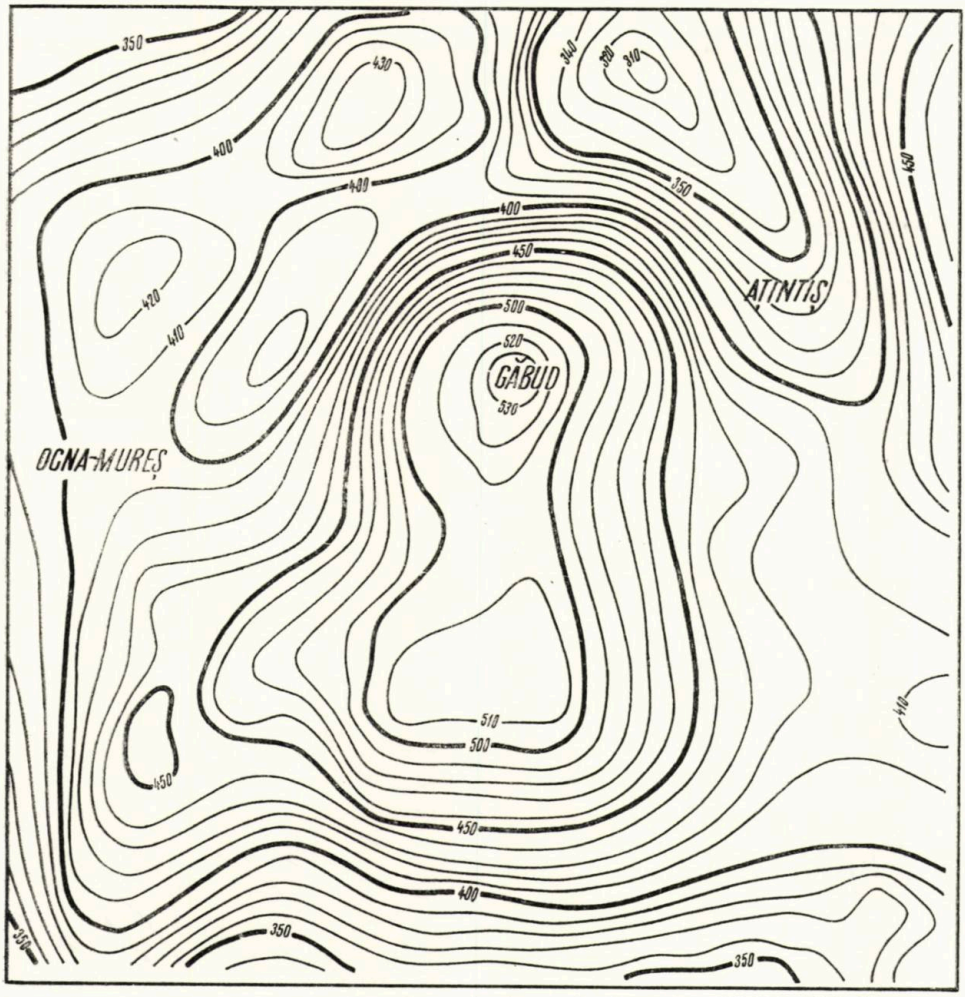


Fig. 1.—Anomalia cîmpului geomagnetic total din zona Găbud — Aţintiş.

Anomalia regională a gravitației a fost estimată prin metoda mediilor mobile în două variante, pe baza valorilor anomaliei cartate în nodurile unor rețele pătratice cu laturile de 1,5 km și, respectiv, de 4 km.

Rezultatele obținute sînt reproduse în figurile 2 și 3. În prima variantă, latura rețelei fiind prea mică, se păstrează unele efecte cu caracter mai local, cum este cel remarcat în sectorul Aţintiş.

Ambele imagini pun în evidență existența maximului regional de la Găbud și legătura sa spre NE cu anomalia majoră de la Pogăceaua.

Anomalia gravitaţiei la înălţimea de 750 m s-a obţinut folosind metoda filtrării în domeniul spectral, conform relaţiei

$$F(\Delta g)_c = e^{-hw} F(\Delta g), \tag{1}$$

în care F reprezintă spectrul obţinut prin transformata Fourier. Parametrii adoptaţi pentru calculul funcţiei de transfer e^{-hw} a filtrului corespunzător continuării în semispaţiul superior sînt următorii :

$$h = 750\text{m}, \qquad N = 16,$$

$$w = \frac{2\pi\sqrt{i_x^2 + i_y^2}}{N\Delta x}, \qquad \Delta x = 1{,}5 \text{ km},$$

unde i_x şi i_y reprezintă numere de undă.

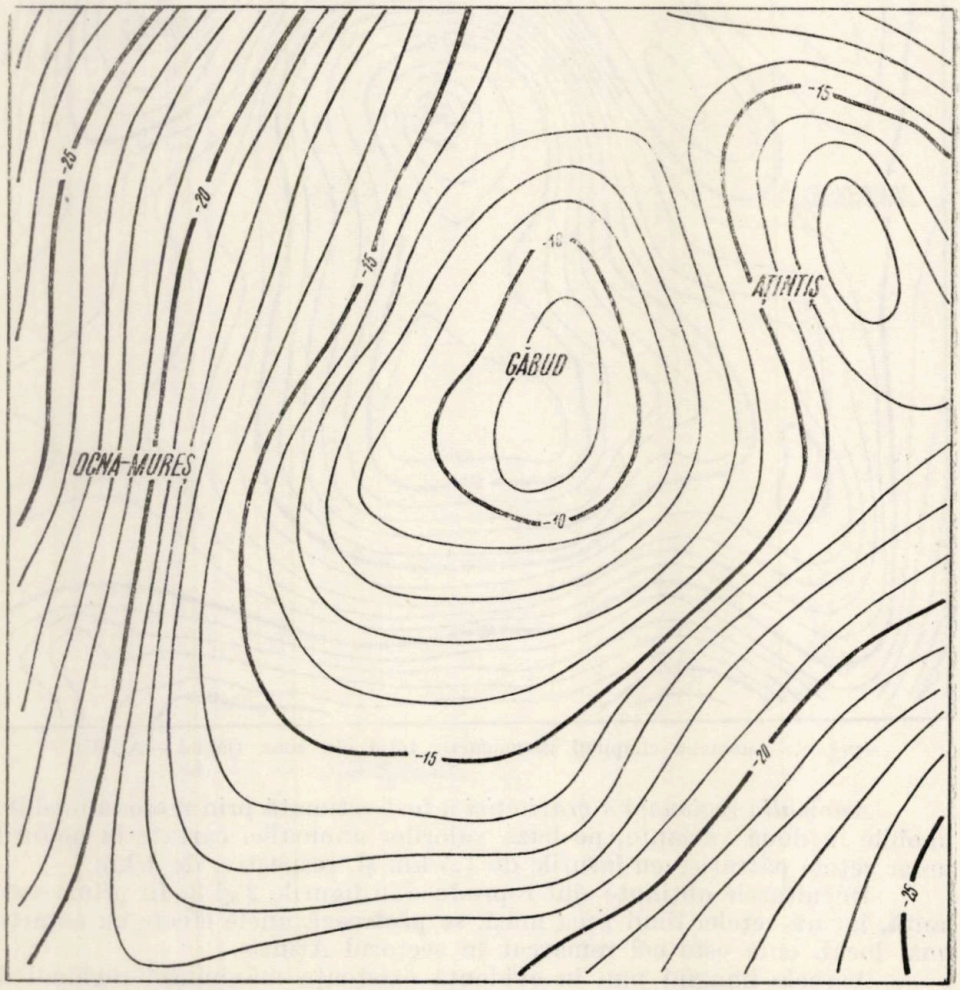


Fig. 2. — Anomalia regională a gravitaţiei din zona Găbud — Aţintiş ($l = 1{,}5$ km).

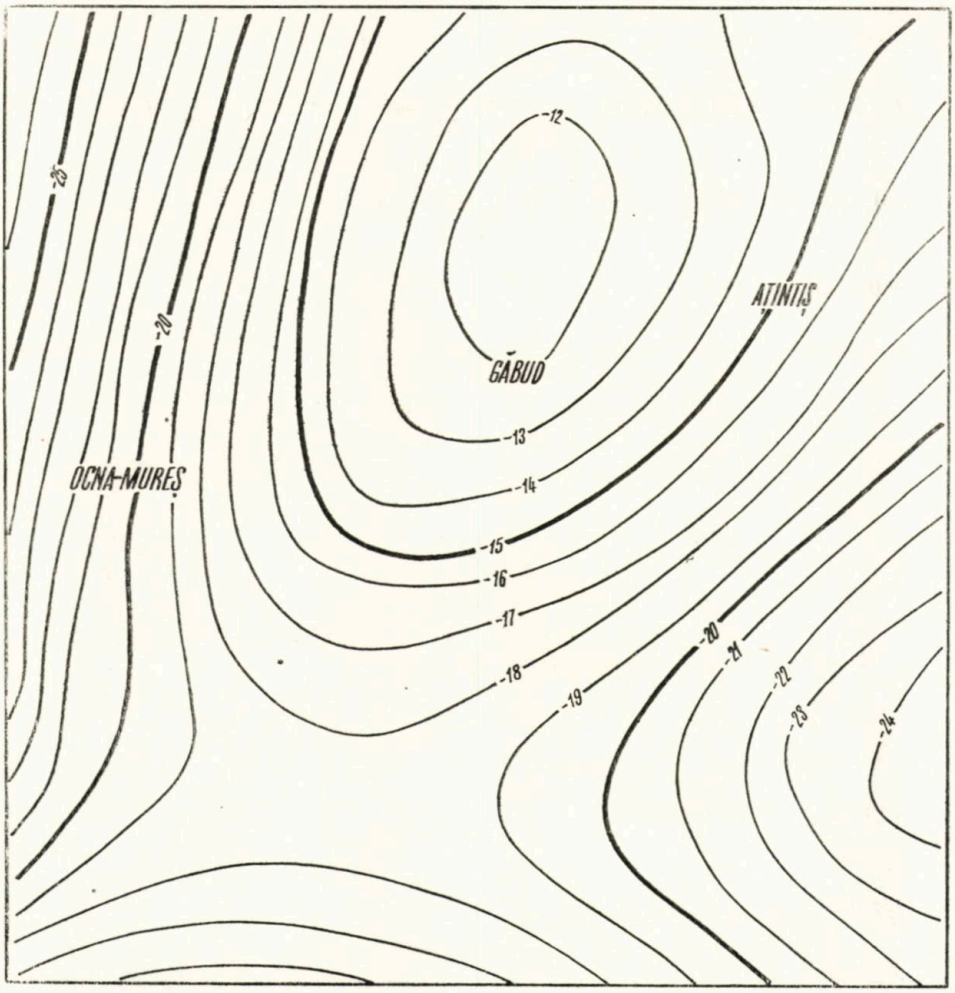


Fig. 3. — Anomalia regională a gravitaţiei din zona Găbud — Aţintiş ($l = 4{,}0$ km).

Imaginea anomaliei continuate la nivelul de 750 m este reprodusă în figura 4. Exceptînd unele efecte marginale slabe, harta continuată este dominată de anomalia majoră de maxim de la Găbud, cu o configuraţie asemănătoare celei obţinute prin metoda mediilor mobile pentru $l = 1{,}5$ km.

Anomalia gradientului vertical al gravitaţiei a fost estimată prin două procedee, cu suport matematic diferit.

Într-o primă variantă, s-a apelat la procedeul elaborat de V. Baranov [2], care a condus la rezultate semnificative în regiuni cu structură geologică asemănătoare. Această mărime gravimetrică a fost determinată pe

baza valorilor anomaliei gravitației, cunoscută în nodurile unei rețele pătratice cu latura 1,5 km, și a formulei:

$$D^I(\Delta g) = 15{,}3679\,\Delta g(0) - 2{,}8496\sum_{i=1}^{4}\Delta gi(l) - 0{,}0881\sum_{i=1}^{4}\Delta gi(l\sqrt{2}) -$$

$$- 0{,}1450\sum_{i=1}^{8}\Delta gi(l\sqrt{5}) - 0{,}0798\sum_{i=1}^{8}\Delta gi(l\sqrt{10}) - 0{,}0437\sum_{i=1}^{8}\Delta gi(l\sqrt{17}) -$$

$$- 0{,}0232\sum_{i=1}^{12}\Delta gi(5l). \qquad (2)$$

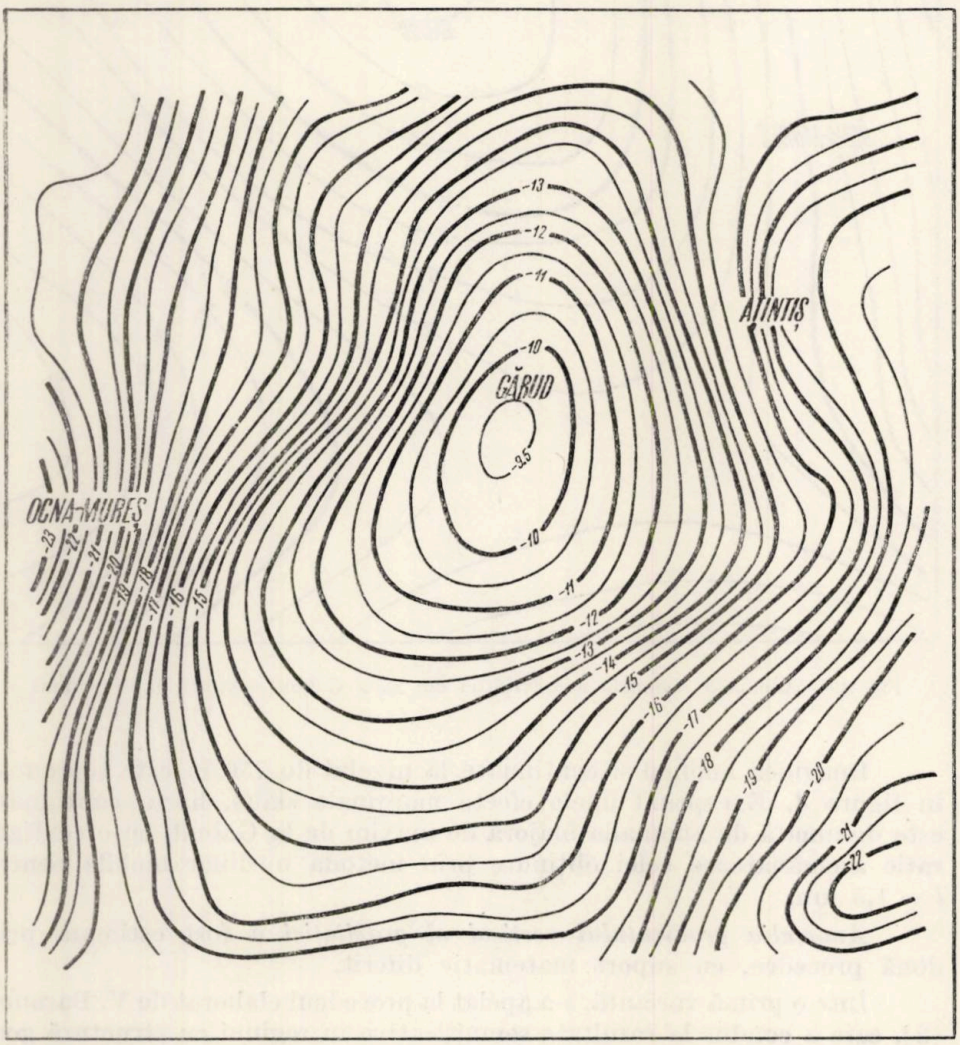


Fig. 4. — Anomalia gravitației la înălțimea de 750 m din zona Găbud — Ațintiș.

Valorile lui D^I (Δg) se obţin direct în 10^{-9} u.CGS dacă datele iniţiale sînt date în mgal.

Imaginea anomaliei gradientului vertical al gravitaţiei, obţinută prin acest procedeu, este reprodusă în figura 5. Pe fondul unei oscilaţii totale de 75 $\cdot 10^{-9}$ u.CGS, se individualizează cîteva anomalii de minim şi de maxim, în majoritate corelabile cu structura formaţiunilor neogene. Principalele anomalii de minim, condiţionate de tectonica sării, se dispun în sectoarele Ocna Mureşului, Copand şi V Viişoara.

Zona centrală a hărţii este ocupată de o anomalie largă de maxim, cu apexul la Găbud, necorelabilă cu structura geologică a cuverturii sedimentare.

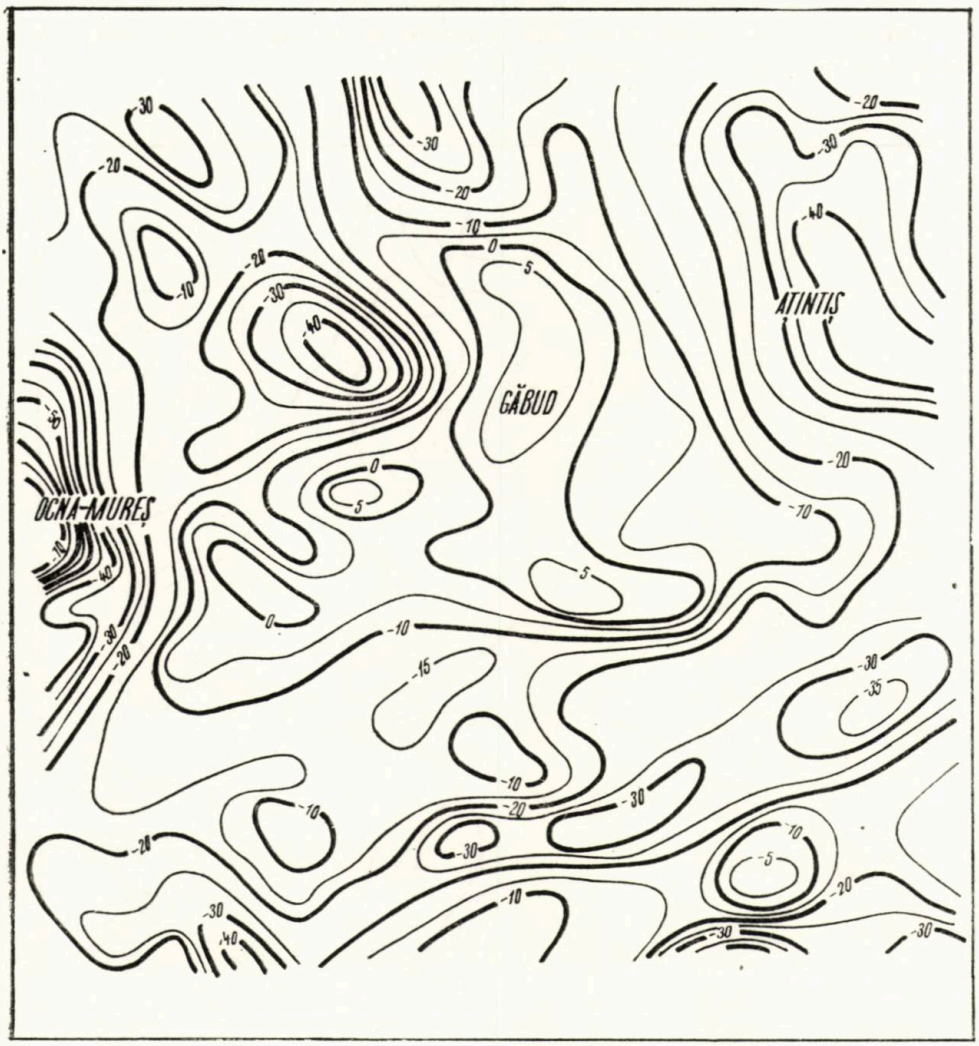


Fig. 5. — Anomalia gradientului vertical al gravitaţiei din zona Găbud — Aţintiş (varianta I).

În a doua variantă, anomalia gradientului vertical al gravitaţiei a fost estimată prin metoda filtrării în domeniul spectral, pe baza relaţiei

$$F[D^I(\Delta g)] = \frac{2\pi\sqrt{i_x^2 + i_y^2}}{N\Delta x} F(\Delta g), \qquad (3)$$

în care notaţiile sînt identice cu cele folosite anterior în cazul continuării în semispaţiul superior.

Anomalia gradientului vertical al gravitaţiei în această variantă este prezentată în figura 6. Cu excepţia unor modificări minore, care se remarcă în partea sudică a regiunii studiate, se constată că ambele procedee conduc practic la rezultate similare.

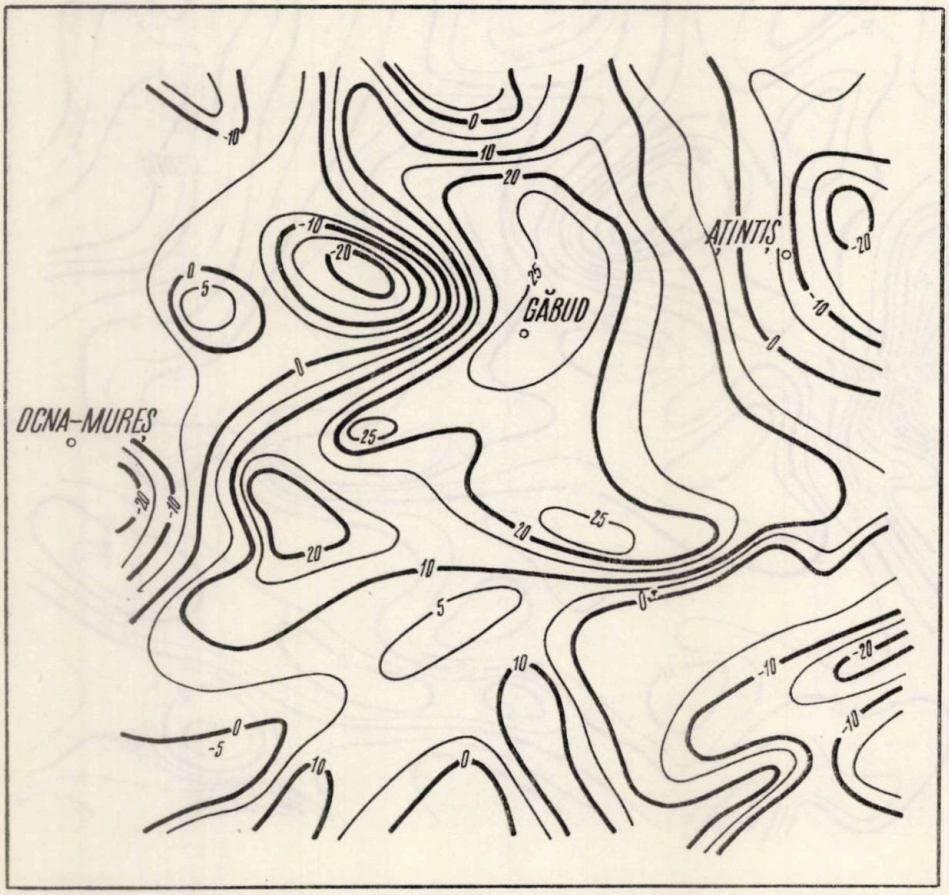


Fig. 6. — Anomalia gradientului vertical al gravitaţiei din zona Găbud — Aţintiş (varianta II).

Anomalia gradientului vertical al gravitaţiei la înălţimea de 750 m, reprodusă în figura 7, a fost obţinută de asemenea prin filtrare în domeniul de frecvenţă, utilizînd o formulă cu o structură identică celei din relaţia (3), dar în care valorile continuate în sus ale gravitaţiei au fost acceptate ca date iniţiale.

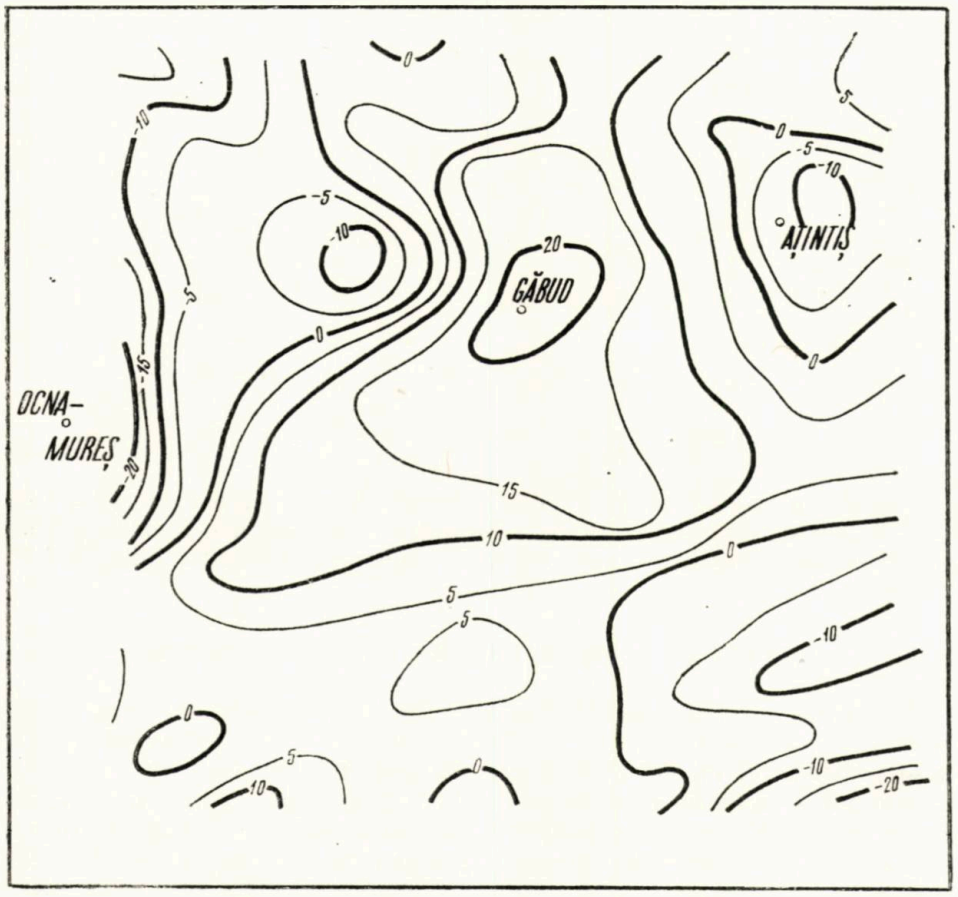


Fig. 7. — Anomalia gradientului vertical al gravitaţiei la înălţimea de 750 m din zona Găbud — Aţintiş.

Imaginea anomaliei gradientului vertical al gravitaţiei la înălţimea de 750 m prezintă o asemănare sensibilă cu imaginile reproduse în figurile 5 şi 6, conţinînd o zonă centrală de maxim cu apexul la Găbud. Se remarcă însă o diminuare a intensităţii anomaliilor adiacente de minim, generate preponderent de neomogenităţile de masă din cuvertura neogenă.

Anomalia cîmpului geomagnetic redusă la pol a fost estimată pe baza algoritmului

$$F(\Delta T)_R = \frac{1}{\sin^2 i} \cdot \frac{\rho_{12}^4 - \psi^2 \rho_{12}^2 + j2\psi\rho_{12}^3}{(\rho_{12}^2 - \psi^2)^2 + 4\psi^2 \cdot \rho_{12}^2} \cdot F(\Delta T). \qquad (4)$$

În expresia (4) s-au făcut următoarele notaţii :

$$\rho_{12} = \sqrt{w_x^2 + w_y^2}, \qquad w_x = \frac{2\pi i_x}{N\Delta x},$$

$$w_y = \frac{2\pi i_y}{N\Delta x},$$

i = înclinaţia magnetică, $\qquad i = 60°,$

$\psi = (w_x \cos D + w_y \sin D) \operatorname{ctg} i, \qquad D = 0.$

D = declinaţia,

Imaginea anomaliei $(\Delta T)_R$ este prezentată în figura 8. Ea pune în evidenţă sugestiv maximul major de la Găbud, care apare ca o anomalie bine individualizată, deplasată spre nord în raport cu anomalia iniţială ΔT.

5. SURSE DE ANOMALII GRAVIMETRICE ŞI MAGNETICE

Analiza anomaliei gravitaţiei şi a anomaliilor obţinute prin prelucrarea fizico-matematică a datelor iniţiale sugerează existenţa mai multor surse perturbate, cu dimensiuni şi adîncimi diferite.

Determinările de densitate executate în sectorul Găbud şi în regiunile învecinate au indicat existenţa a trei contraste de densitate pozitive, şi anume între miocenul superior şi miocenul inferior-paleogen, între miocenul inferior-paleogen şi şisturile cristaline şi între eruptivul bazic şi şisturile cristaline. La acestea se adaugă contrastul de densitate dintre sare şi formaţiunile terigene, care constituie principala sursă de anomalii de minim din cuvertura neogenă.

Domeniul de variaţie a susceptibilităţii magnetice, $2 - 30 \cdot 10^{-6}$ u.CGS, arată slaba magnetizare a formaţiunilor sedimentare şi cristaline.

Principala sursă de anomalii magnetice este constituită de formaţiunile ofiolitice din fundament sau de la suprafaţa acestuia, care în Munţii Apuseni ating valori de susceptibilitate de $3\,200 \cdot 10^{-6}$ u.CGS [11], iar în depresiune, după unele date disponibile, de $900 \cdot 10^{-6}$ u.CGS la Miheşul de Cîmpie.

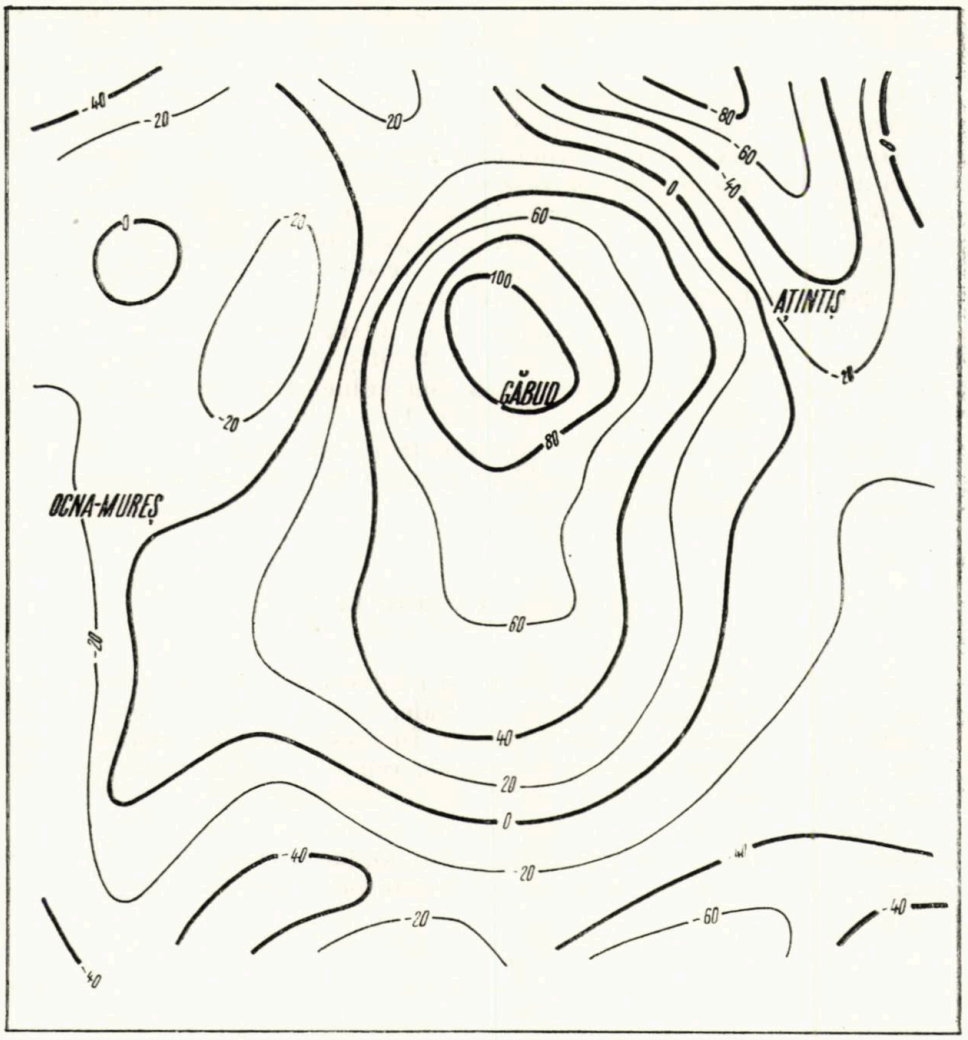


Fig. 8. — Anomalia cîmpului geomagnetic total redus la pol din zona Găbud — Aţintiş.

Rezultatele prezentate conduc la concluzia că masele de roci eruptive, aparţinînd seriei ofiolitice, constituie o sursă de anomalii gravimetrice şi magnetice în zona Găbud.

6. REFLECTAREA FORMELOR STRUCTURALE DE CUVERTURĂ ÎN ANOMALIA GRAVITAŢIEI

Informaţii asupra elementelor structurale de cuvertură oferă imaginile gravimetrice care pun în evidenţă mai clar sursele de anomalii locale. În acest scop se vor analiza principalele anomalii care se conturează pe hărţile de variaţie a gradientului vertical al gravitaţiei (fig. 5).

Partea superioară a secţiunii geologice înglobează volume importante de sare, care, în raport cu formaţiunile preponderent marnoase ale miocenului superior, creează deficite de masă reflectate în minimele locale de la Ocna Mureşului, Copand şi S Viişoara. De la vest spre est se remarcă modificarea progresivă a morfologiei şi intensităţii acestor anomalii, fapt care sugerează formele structurale diferite îmbrăcate de sare de la domuri diapire cu o amplă dezvoltare pe verticală pînă la lentilizări mai slabe ale sării în sîmburii unor cute anticlinale sau domuri gazifere. Această interpretare este în acord cu datele geologice de suprafaţă şi de foraj, care arată că pe direcţia amintită se face trecerea de la zona cutelor diapire la zona centrală de domuri gazifere.

Anomalia de minim din partea estică a sectorului cercetat se situează pe aria domului gazifer Bogata — Aţintiş, dar ea cumulează, probabil, şi efectul unui deficit de masă mai adînc, fapt sugerat în egală măsură şi de rezultatele magnetice (fig. 1).

Sectorul sudic este dominat de prezenţa a două aliniamente de maxim şi de minim, care reflectă un accident tectonic transversal la nivelul formaţiunilor pretortoniene.

7. ESTIMAREA RAPORTULUI $\frac{\chi}{\delta}$

Studiul anomaliilor gravimetrice şi magnetice, rezultate prin prelucrarea fizico-matematică a datelor iniţiale, indică existenţa unei surse perturbante de adîncime în zona Găbud. În aceste condiţii, analiza combinată a datelor gravimetrice şi magnetice, avînd la bază formula Poisson, poate da informaţii asupra naturii sursei anomale.

Folosind valorile anomaliei magnetice reduse la pol ΔT_R şi ale anomaliei gradientului vertical al gravităţii, ambele determinate la aceeaşi înălţime, formula Poisson poate fi scrisă sub forma mai simplă

$$\Delta T_R = \frac{I}{G\delta} \cdot D^I (\Delta g)c. \tag{5}$$

Această relaţie a stat la baza evaluării raportului I/δ în ipoteza magnetizării uniforme a sursei perturbante adînci de densitate anomală δ.

Admiţînd $I = \chi T$, fapt care presupune că magnetizarea remanentă este nulă sau are aceeaşi direcţie cu magnetizarea indusă şi luînd pentru T valoarea de 47 200 γ, se obţine

$$\frac{\chi}{\delta} = 7{,}750 \cdot 10^{-6} \text{ u.CGS}, \tag{6}$$

ca medie a 10 valori din zona în care anomaliile gravimetrică şi magnetică se suprapun.

8. DETERMINĂRI ALE GRADULUI DE CORELAŢIE ÎNTRE ANOMALIA MAGNETICĂ ŞI ANOMALIA GRAVIMETRICĂ

Testarea corelaţiei efectuată în domeniul spaţial între valorile ΔT_R şi $D^I(\Delta g)$ conduce la o imagine care arată un grad de corelaţie ridicat, valorile coeficientului de corelaţie menţinîndu-se în majoritatea hărţii peste 0,5 şi oscilînd în zona centrală a anomaliei între 0,7 şi 0,9 (fig. 9).

În domeniul spectral, testarea s-a făcut cu ajutorul funcţiei de coerenţă (coh^2). Şi în acest caz, coerenţa se menţine în majoritatea suprafeţei spec-

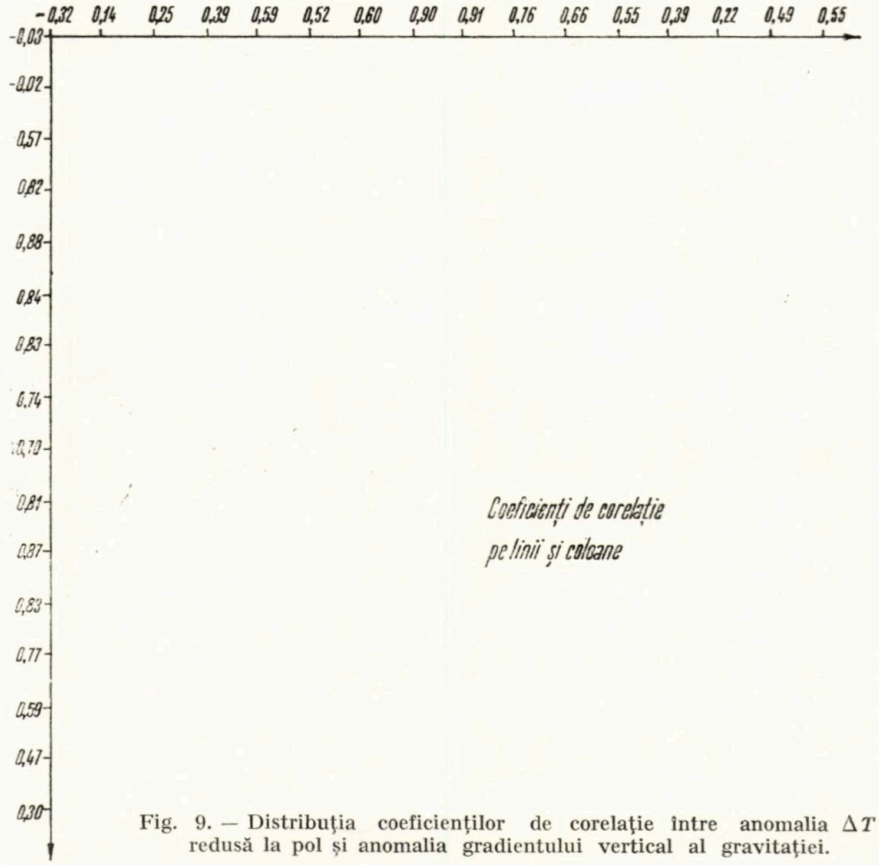


Fig. 9. — Distribuţia coeficienţilor de corelaţie între anomalia ΔT redusă la pol şi anomalia gradientului vertical al gravitaţiei.

trului bidimensional la valori de peste 0,7. În domeniul frecvenţelor medii sînt de semnalat unele zone de corelaţie mai redusă, care pot corespunde unor cauze nelegate genetic sau unor surse cu magnetizare neuniformă sau neinductivă (fig. 10). Valorile raportului $\frac{\chi}{\delta}$, determinate în spectru, sînt apropiate de cele calculate în domeniul spaţial, dar prezintă o grupare în două domenii de variaţie. Media corespunde valorii determinate în spaţial, însă aceste două domenii pot reprezenta şi contraste diferite de densitate, deoarece este mai plauzibil să se considere constant contrastul de magnetizare.

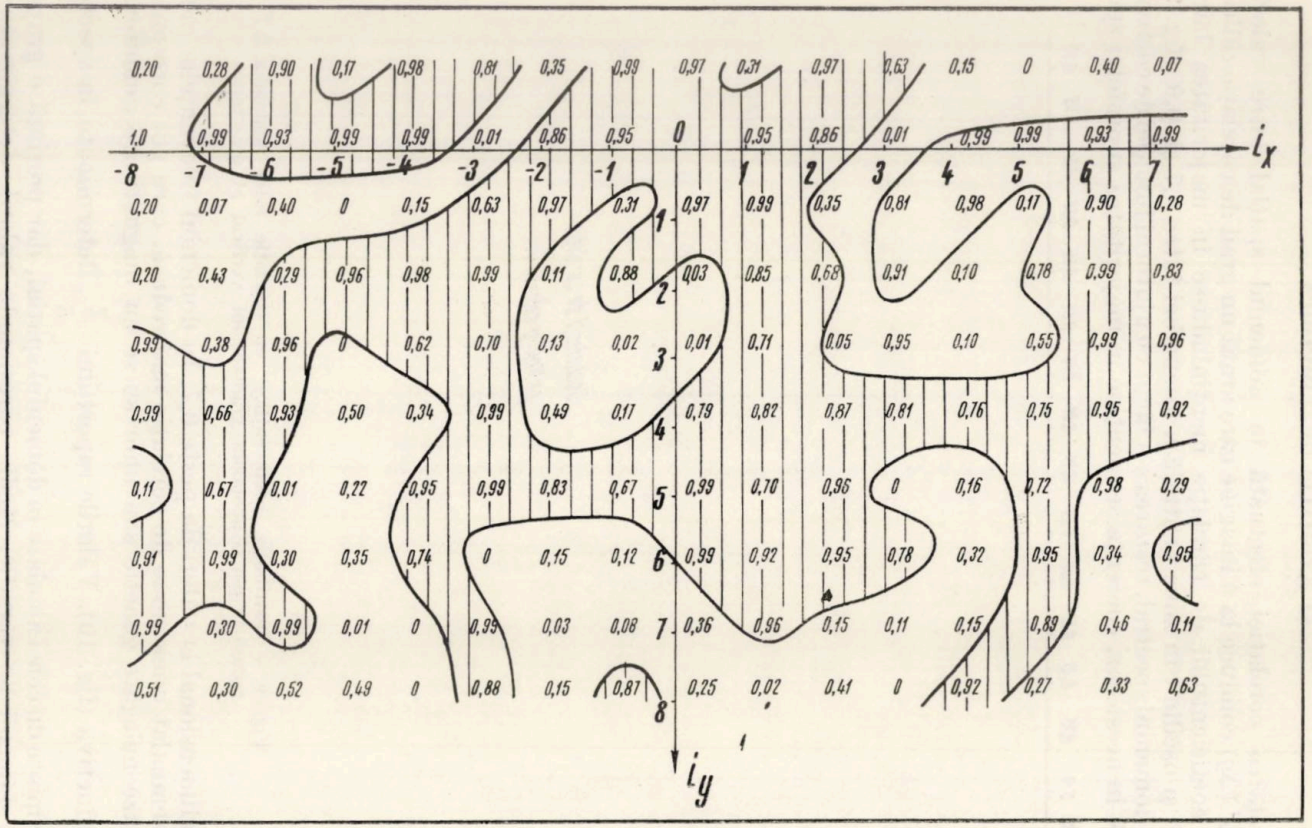


Fig. 10. — Distribuția spectrală a coerenței pătratice între anomalia ΔT redusă la pol și anomalia gradientului vertical al gravității.

Funcţia de corelaţie, calculată în domeniul spectral şi trecută apoi cu ajutorul transformatei Fourier inverse în domeniul spaţial, confirmă legătura genetică între părţile cele mai importante ale anomaliilor gravimetrică şi magnetică. Admiţînd valabilitatea expresiei obţinute pentru raportul χ/δ, prezentată anterior, s-a abordat în continuare interpretarea cantitativă a anomaliilor singenetice de la Găbud.

9. APRECIERI ASUPRA POZIŢIEI ŞI DIMENSIUNILOR SURSEI ANOMALE ADÎNCI

În vederea estimării poziţiei spaţiale şi a dimensiunilor sursei perturbante, au fost selecţionate cîteva modele geometrice în funcţie de caracteristicile anomaliei studiate.

Într-o primă aproximaţie s-a admis drept cauză a anomaliei magnetice un cilindru vertical semiinfinit. Calculele, efectuate pe baza valorilor reduse la pol ΔT_R, au arătat că sursa anomală se plasează la o adîncime izobatică de circa —2 900 m. Luîndu-se în considerare şi anomalia gravimetrică, s-a obţinut valoarea de $8\,450 \cdot 10^{-6}$ u. CGS pentru raportul χ/δ, apropiată de cea determinată pe baza relaţiei lui Poisson.

Pentru o interpretare mai elaborată a anomaliei magnetice, într-o a doua aproximaţie s-a asimilat sursa perturbantă cu o prismă rectangulară infinit extinsă în semispaţiul inferior. Pornind de la procedeul dat de F. Grant şi L. Martin [8], care utilizează o serie de estimatori furnizaţi de morfologia anomaliei, s-a ajuns la concluzia că sursa perturbantă, cu dimensiunile orizontale (14,4 × 7,6 km) şi contrastul de susceptibilitate magnetică de $980 \cdot 10^{-6}$ u. CGS, se plasează la adîncimea izobatică de aproximativ —2 700 m.

Făcînd apel la valoarea stabilită a raportului χ/δ, se constată că la acest contrast de susceptibilitate corespunde un contrast de densitate de 0,13 g/cm^3.

Dacă avem în vedere rezultatele de acelaşi ordin de mărime obţinute pentru contrastele de proprietăţi fizice şi pentru adîncimea feţei superioare a sursei perturbante, se poate aprecia că anomaliile singenetice de la Găbud reflectă un corp magmatic intrus în fundamentul cristalin, situat la o adîncime nu prea mare, de ordinul 2 600—3 000 m.

10. SEMNIFICAŢIA GEOLOGICĂ A ANOMALIILOR SINGENETICE DE LA GĂBUD

Încercarea de transpunere în termeni geologici a rezultatelor prezentate este destul de dificilă, deoarece informaţiile asupra compoziţiei petrografice şi evoluţiei spaţiale a fundamentului sînt extrem de reduse. La scară regională, fundamentul se situează într-o poziţie mai elevată faţă de depresiunile adiacente, zona studiată constituind, probabil, prelungirea spre SV a ridicării majore interne Pogăceaua — Stupini. Pe plan local însă, din informaţiile sporadice furnizate de cercetarea seismometrică rezultă că relieful fundamentului nu justifică anomalia gravimetrică de maxim de la Găbud, deoarece acesta se plasează la un nivel inferior în raport cu zona mai nordică, de la exteriorul anomaliei.

În concepţia autorilor, sursa comună a anomaliilor gravimetrică şi magnetică este constituită de o intruziune bazică în fundamentul apropiat, posibil asociată şi cu curgeri bazice la suprafaţa acestui fundament. Vîrsta lor este greu de precizat, dar, după toate probabilităţile, ele aparţin seriei ofiolitice neokimmerice. Această interpretare este de acord cu rezultatele forajului de la Ocna Mureşului, care au indicat prezenţa unor roci de tip bazaltic şi spilitic, cu o compoziţie petrografică similară cu cea a rocilor ofiolitice întîlnite la zi în partea estică a Munţilor Metaliferi şi în Munţii Trascăului. Dealtfel, valorile de susceptibilitate magnetică, deduse din aplicarea relaţiei lui Poisson, sînt de acelaşi ordin de mărime cu cele determinate pe probe prelevate din forajele adînci, care au interceptat roci ofiolitice în Transilvania.

Este interesant de remarcat că anomaliile magnetice transformate, care sînt legate cauzal numai de masele de roci eruptive, apar independente de cele cartate pe aliniamentul mai intern Pogăceaua — V Cucerdea.

La gradul actual de cunoaştere geologică a regiunii studiate, aceste consideraţii sînt suficiente pentru a explica plauzibil, în termeni geologici, rezultatele cvasicantitative obţinute prin prelucrarea fizico-matematică complexă a datelor iniţiale. Evident, alcătuirea geologică a regiunii de sud-vest a Transilvaniei este mult mai complicată.

Dacă ne referim la zonele învecinate, unde forajele de la Aiud şi Copand au interceptat roci de tip granodioritic, se poate accepta existenţa în substrat şi a magmatitelor banatitice. O asemenea sursă perturbantă ar putea genera anomaliile gravimetrică şi magnetică, cartate în sectorul Aţintiş, care persistă în toate imaginile transformate şi nu pot fi explicate de alcătuirea geologică a cuverturii sedimentare.

În lumina acestor date este dificil de admis existenţa unei linii de erupţiuni neogene, susţinută în unele lucrări anterioare.

11. CONCLUZII

Studiul complex al anomaliilor gravimetrice şi magnetice de la Găbud a condus la informaţii noi referitoare la alcătuirea geologică a fundamentului părţii de sud-vest a Transilvaniei.

Caracterul singenetic al anomaliilor gravimetrică şi magnetică de maxim din zona centrală a teritoriului cercetat, stabilit prin prelucrarea fizico-matematică complexă a datelor iniţiale, a sugerat existenţa unei surse perturbante la nivelul fundamentului, situată la o adîncime izobatică de circa —2 800 m. Ea atestă prezenţa unei mase eruptive bazice, cu dimensiuni orizontale mari, puse în loc ca rezultat al activităţii magmatice neokimmerice.

Rezultatele prezentate au însă implicaţii mai largi, oferind posibilitatea folosirii metodologiei de prelucrare a datelor iniţiale şi în alte regiuni cu alcătuire geologică asemănătoare.

Primit la redacţie la 9 iunie 1973

A COMBINED ANALYSIS OF GRAVITY AND MAGNETIC ANOMALIES FROM THE GĂBUD ZONE (THE TRANSYLVANIA BASIN)

(*Abstract*)

A method based on the Poisson's equation is applied in a complicated geological zone for the interpretation of gravity and magnetic anomalies produced by the same rock units.

The complex interpretation indicates a common source for the anomalies from the Găbud zone: a basic intrusion situated to the depth of 2,800 m, probably representing a result of Neokimmeric magmatism.

BIBLIOGRAFIE

1. Airinei, Şt., *Asupra anomaliei magnetice regionale din centrul Bazinului Transilvaniei*, Bul. şt. Acad. R.P.R., Secţia Geol. Geogr., **2**, *2*, 209—235 (1957).
2. Baranov, V., *Calcul du gradient vertical du champ de gravité ou du champ magnétique mesuré à la surface du sol*, Géoph. Prosp., **1**, *3*, 171—191 (1953).
3. Botezatu, R., I. Cornea, M. Visarion, P. Constantinescu, *Some possibilities of deep structures delineation by geophysical methods*, Rev. Roum. Géol. Géophys. et Géogr., Série de Géophysique, **15**, *1*, 79—87 (1971).
4. Ciupagea, D., M. Paucă, Tr. Ichim, *Geologia Depresiunii Transilvaniei*, Bucureşti, Edit. Academiei, 1970.
5. Gavăt, I., R. Botezatu, M. Visarion, *Interpretarea geologică a prospecţiunilor geofizice*, Bucureşti, Edit. Academiei, 1973.
6. Gavăt, I., D. Ciupagea, Şt. Airinei, *Rapports entre la structure profonde et la structure des complexes sédimentaires de la Dépression de Transylvanie*, Acta geol. Acad. Sci. Hungaricae, **13**, 183—190 (1969).
7. Garland, G.D., *Combined analysis of gravity and magnetic anomalies*, **16**, *1*, 51—62 (1951).
8. Grant, F., L. Martin, *Interpretation of aeromagnetic anomalies by the use of characteristic curves Geophysics*, **31**, *1*, 135—148 (1966).
9. Kanasewich, E., R. Agarwal, *Analysis of combined gravity and magnetic fields in wave number domain*, J. Geoph. Res., **75**, *29*, 5702—5712 (1970).
10. Lundbak, A., *Combined analysis of gravimetric and magnetic anomalies and some paleomagnetic results*, Geoph. Prosp., **4**, *3*, 226—235 (1956).
11. Romanescu, D., *Trăsăturile caracteristice ale magnetizării rocilor din Munţii Apuseni şi din partea de nord a masivului Poiana Ruscă*, St. cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geofiz., **7**, *2*, 201—216 (1969).
12. Şteflea, Vl., M. Ianăş, V. Şmalbergher, *Studiul anomaliilor gravimetrice şi magnetice singenetice cu ajutorul calculului electronic*, St. cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geofiz., **11**, *2* (1973).
13. Taloş, D., M. Visarion, I. Cornea, *Morphologie et structure du soubassment de la Dépression de Transylvanie d'après les données géophysiques actuelles*, Rev. roum. Géol. Géophys. Géogr., Série de Géophysique, **12**, *2*, 135—145 (1968).
14. Wilson, C.D., *The use of Poisson relationship for separating the anomalies due to neighbouring bodies and for recognizing inhomogeneities and structural deformation*, Boll. geof. teor., appl., **12**, 45—46, 158—182 (1970).

MAGNETIZAREA TERMOREMANENTĂ A UNOR ARGILE NEOGENE DIN OLTENIA DE NV

DE

VLAD ROȘCA, SORIN RĂDAN
Institutul de geofizică aplicată,
București, str. Izvor 78

și

SILVIU RĂDAN
Institutul geologic
București, Șos. Kiseleff nr. 55

1. INTRODUCERE

În 1969, executîndu-se măsurători magnetice regionale în Oltenia de NV pentru întocmirea hărții componentei verticale a cîmpului geomagnetic pe teritoriul R.S. România, scara 1 : 200 000, într-o zonă situată între localitățile Roșiuța, Runcurel, Mătăsari și Brădețu, s-a pus în evidență o anomalie, care, la densitatea de stații folosită în mod curent pentru acest fel de cercetare magnetometrică, a căpătat pe harta componentei anomale ΔZ_a aspectul din figura 1. Trebuie subliniat chiar de la început că interesul anomaliei care formează obiectul acestei prezentări este în bună parte legat tocmai de una dintre particularitățile ridicărilor regionale : densitatea relativ mică a punctelor de observație, în cazul măsurătorilor pentru harta R.S. România, 1 stație la 3 — 4 km². Această densitate se obține de fapt prin măsurători pe profile, în general situate în lungul căilor de comunicații rutiere, cu stații echidistante la 1 km pe profil și cu distanța de 5—7 km între profile.

În cazul la care ne referim, după cum apare din examinarea hărții, pe fondul unui gradient regional larg se separă o anomalie, care, în primă instanță, adică după executarea măsurătorilor cu densitatea obișnuită, ar putea fi considerată o anomalie cu caracter dipolar. Pentru sursa acestei anomalii, cu geometrie evident tridimensională, o încercare obișnuită de interpretare cantitativă (fig. 2, curba *a*) ar indica o adîncime de 1 275 m și o intensitate de magnetizare de $560 . 10^{-4}$ u.e.m.CGS. În realitate, imediat ce se face o oarecare îndesire a observațiilor, se constată că anomalia, cartografic, își pierde aspectul dipolar și, implicit, caracterul oarecum regional, apărînd de fapt ca un punct agitat de surse foarte apropiate de suprafață. Dealtfel, aceste surse superficiale se identifică cu ușurință prin aflorimentele destul de frecvente pe Valea lui Voicu, care reprezintă deschiderile unui orizont discontinuu de porțelanite, aflat în coperișul orizontului de ligniți inferiori din interfluviul Jiu — Motru (fig. 3). Spunem că sursele se recunosc cu ușurință întrucît fragmente de

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 11, NR. 2, P. 303–313, BUCUREȘTI, 1973

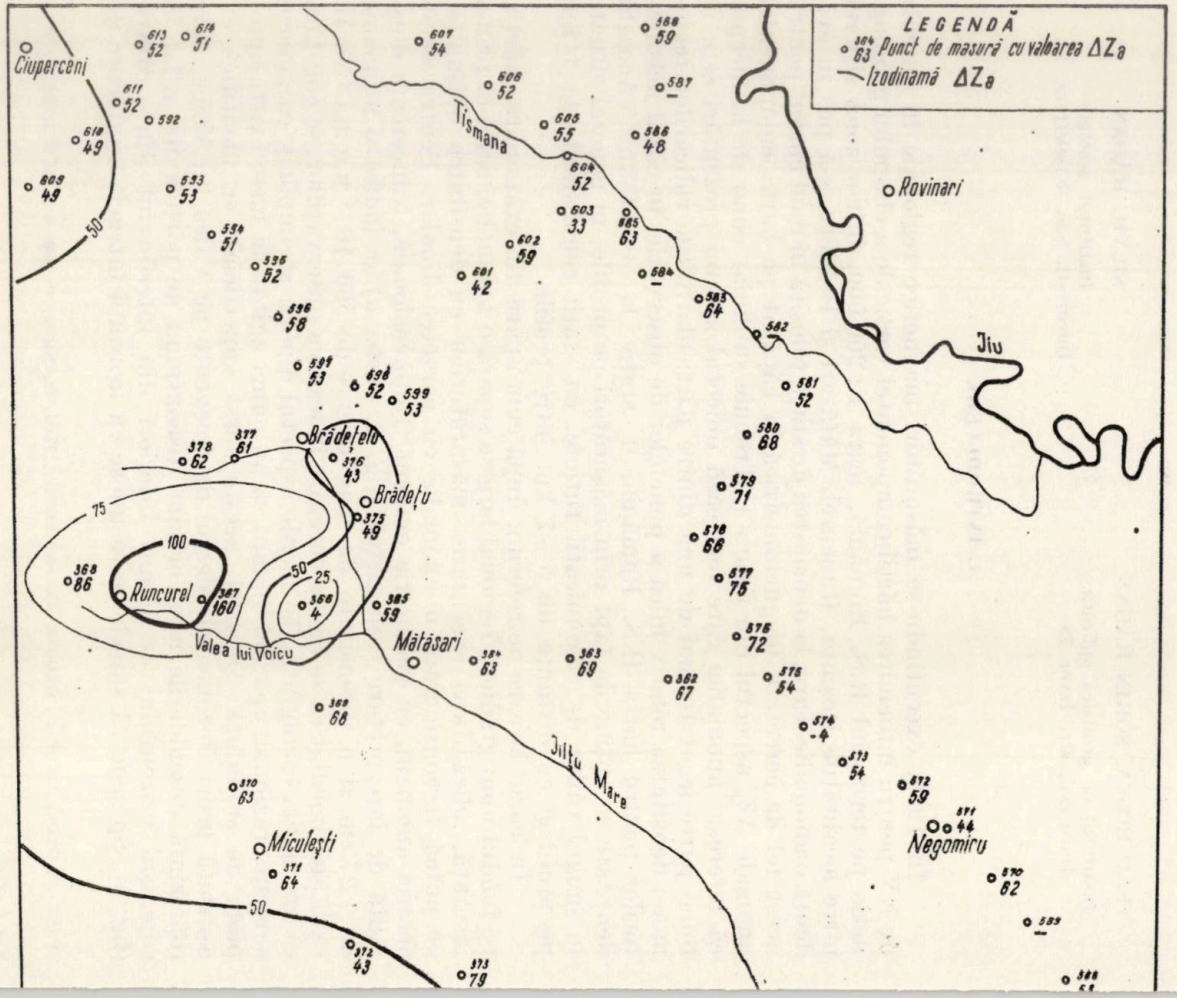


Fig. 1. — Harta ΔZ_a în zona Mătăsari (scara 1 : 100 000).

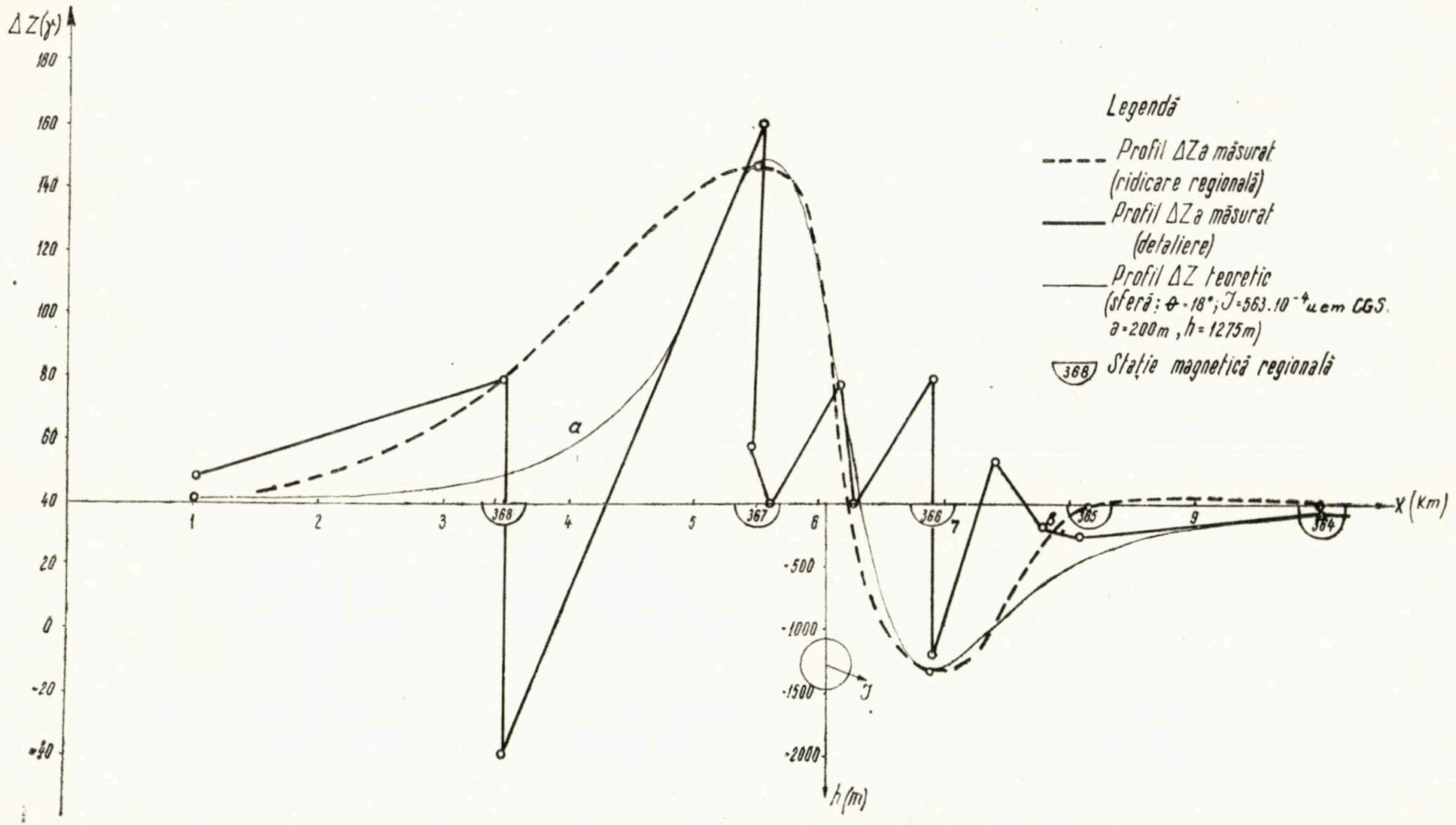


Fig. 2. — Schița cu amplasarea punctelor de detaliere magnetometrică în zona Mătăsari (scara 1 : 25 000).

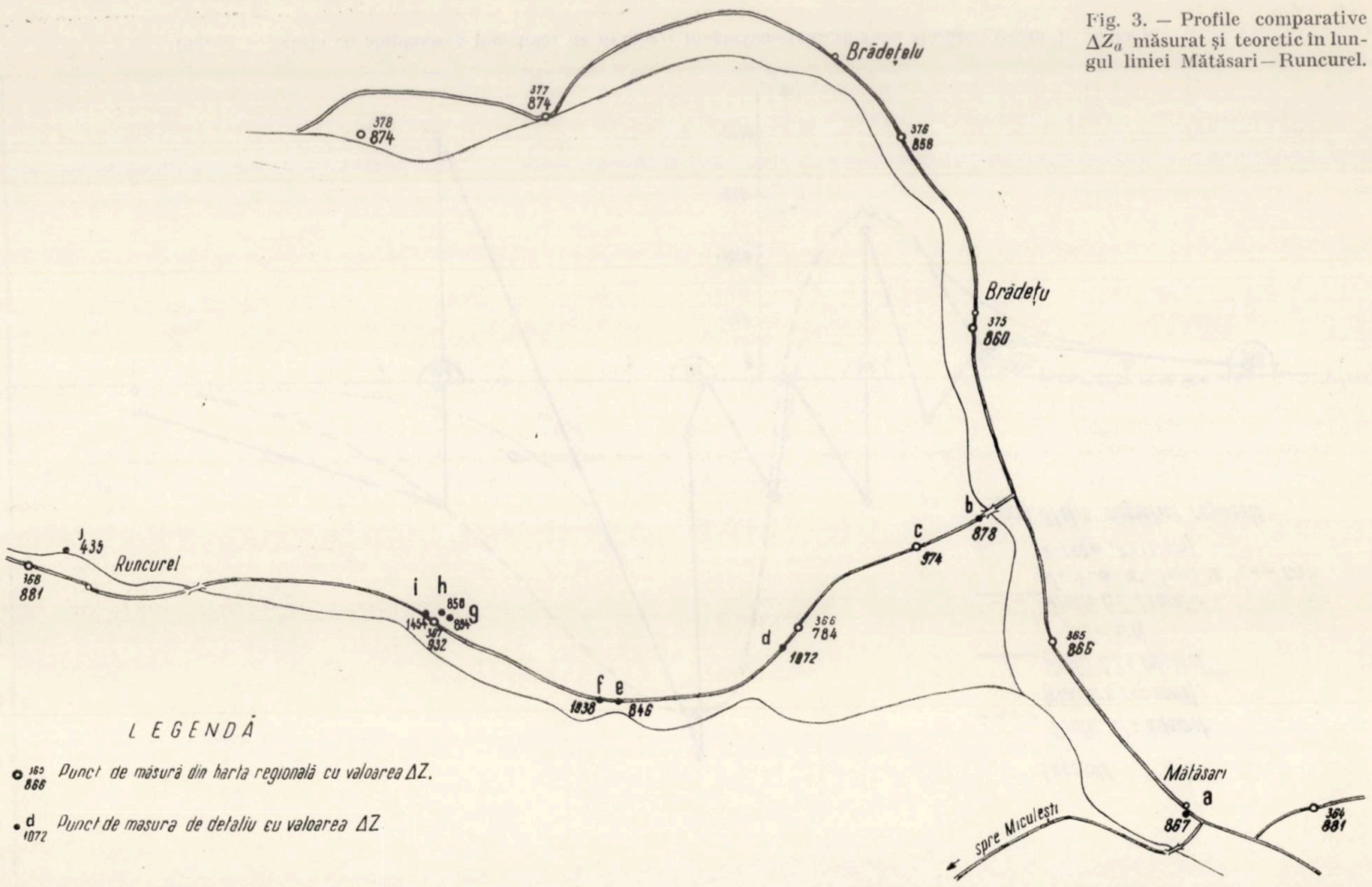


Fig. 3. — Profile comparative ΔZ_a măsurat şi teoretic în lungul liniei Mătăsari — Runcurel.

astfel de porţelanite, care se prezintă ca o argilă de culoare roşu-închis, dură, semănînd pînă la confuzie cu o cărămidă obişnuită, prezintă un moment magnetic apreciabil, sesizabil imediat cu ajutorul variometrului magnetic. Cum atît implicaţiile în cartarea magnetică regională, cît şi interesul economic al cărbunilor de care sînt legate aceste porţelanite sînt notabile, am considerat util să întreprindem o cercetare amănunţită a acestor surse magnetice. Rezultatele le prezentăm în cele ce urmează.

2. DATE PETROMAGNETICE

Formaţiunea de porţelanite căreia îi atribuim anomalia magnetică din zona Mătăsari-Runcurel are o grosime ce nu depăşeşte 5—10 m, este discontinuă şi, aşa cum am mai amintit, se află situată într-un complex de nisipuri şi argile verzui cu strate de cărbuni, atribuite levantinului [1]. Acest complex aflorează aproape continuu pe Valea lui Voicu, între localităţile Mătăsari şi Runcurel. Deasupra sa se situează nisipuri şi depozite loessoide, aparţinînd pleistocenului mediu. În aceste formaţiuni aflate la cotele mai înalte nu s-au pus în evidenţă surse de anomalii magnetice. Se pare că porţelanitele cu proprietăţi magnetice se limitează la complexul levantin, mai exact la stratul X de cărbune. În principiu, acestea trebuie să se afle în imediata vecinătate a stratului de cărbune, ca rezultat al arderii (prin autoaprindere) a acestuia. Totuşi, între ivirile de porţelanit şi stratul de lignit cunoscut pe Valea lui Voicu se află un orizont de nisipuri cu o grosime de 20—30 m. Am fi tentaţi deci să punem formarea porţelanitelor pe seama unui orizont cărbunos, care a fost inclus în orizontul iniţial de argile şi care s-a consumat în totalitate prin combustie. Poziţia întregului complex este practic orizontală, însă foarte adesea puternic afectată de pornituri.

Corespunzător tipurilor de roci enumerate mai sus, macroscopic şi microscopic se pot recunoaşte : porţelanite, porţelanite siltitice, porţelanite grezoase, gresii porţelanitice etc. La microscop se poate observa că materialul argilos iniţial este acum complet mascat de culoarea roşie intensă a hematitului format prin deshidratarea hidroxizilor de fier, care în mod normal, în cantităţi mici, se găsesc în toate rocile argiloase. Acest material transformat, roşu, reprezintă principala masă a porţelanitelor, cantitatea de elemente detritice nedepăşind 5%, şi apare subordonat, ca ciment, în gresiile porţelanitice, care conţin uneori peste 70% granule detritice.

Elementele sînt reprezentate prin cuarţ, cuarţ cu extincţie ondulatorie, fragmente de metacuarţite, plagioclazi acizi, ortoză, microclin şi rare foiţe de muscovit. Dimensiunile lor sînt variabile, ajungînd pînă la 3,5 mm în gresiile porţelanitice. Caracterul puternic angular al granulelor şi abundenţa feldspaţilor, de obicei proaspeţi, indică un transport pe distanţă scurtă, sursa materialului detritic fiind reprezentată, probabil, de masivele cristaline din nordul regiunii.

[1] M. Feru, M. Croitoru, Elena Croitoru, Valeria Şerbănescu, Natalia Goliţă, E. Goliţă şi N. Năstase, *Prospecţiuni hidrogeologice în zona Motru — Jilţ*, Arhiva Institutului geologic, 1960,

Studiul cu raze X al unei probe neorientate de porţelanit ne-a permis decelarea unor modificări ale compoziţiei mineralogice iniţiale, datorate temperaturilor înalte produse de cărbunele autoaprins. Astfel, pe difractogramă se remarcă în primul rînd absenţa tuturor reflexelor caracteristice mineralelor argiloase (fig. 4). În general, aceste minerale, pînă la 800°C, îşi pierd numai grupările OH, conservînd însă elemente ale structurii iniţiale, care permit refacerea reţelei prin recîştigarea parţială a apei structurale. Grim şi Bradley [4] arată reversibilitatea acestui fenomen pentru illit pînă la temperatura de 800°C (în Grim, 1968). Distrugerea reţelelor cristaline şi formarea noilor faze minerale de temperatură înaltă se produc peste 850°C. De exemplu, pe seama caolinitului, peste 950°C se formează γ-alumină, mullit şi cristobalit. Smectitele îşi pierd toate caracteristicile de difracţie între 800 şi 900°C, iar peste 1 000°C apar β-cuarţ, cristobalit, enstatit, spinel, mullit etc. După Lucas şi Trauth [6], cristalizarea cristobalitului începe încă de la 900—950°C la montmorillonitele de tip Wyoming. Revenind la illite, acestea îşi pierd structura la 850°C, cînd apare spinelul, care creşte în cantitate şi dimensiuni pe măsura ridicării temperaturii, fiind acompaniat de la 1 100°C şi de mullit. Fenomene asemănătoare se produc şi cu cloritele, prezente uneori în cantităţi mici în sedimente.

Pe difractogramă se pot identifica reflexele următoarelor minerale: cuarţ, feldspaţi, hematit, γ-alumină, spinel şi cristobalit. Cuarţul şi feldspaţii, evidenţiaţi dealtfel şi de studiul microscopic, sînt singurele minerale care nu au fost afectate de „coacere". Hematitul este un mineral nou, format pe seama deshidratării goethitului (α FeOOH), reacţie care are loc la 250—300° C sau chiar mai jos, cînd încălzirea este îndelungată.

γ-Alumina, spinelul şi cristobalitul sînt produse ale descompunerii termice a mineralelor argiloase. Apariţia lor reclamă temperaturi de cel puţin 950° C. Mullitul nu a putut fi evidenţiat, deoarece nu s-au atins, probabil, temperaturile înalte (peste 1 000° C) care permit dezvoltarea lui masivă. Chiar dacă acesta există în cantităţi mici, reflexele lui sînt mascate de reflexele altor minerale mai bine reprezentate. În aceste condiţii este de presupus că temperatura la care au fost supuse rocile asociate stratului X de cărbune se situează în jurul a 1 000° C. Bineînţeles, temperatura a variat în funcţie de distanţa pînă la sursa de căldură, însă în imediata apropiere a cărbunelui acesta este nivelul de temperatură atins, permiţînd toate transformările fizice şi mineralogice menţionate mai sus.

La acestea mai adăugăm informaţiile privind conţinutul în fier, furnizate de analize executate pe un număr de cinci probe rezultate din aflorimente de porţelanit, care au prezentat proprietăţi magnetice evidente (prin control direct cu variometrul). Astfel, pe aceste cinci probe s-a obţinut un conţinut mediu Fe_2O_3 de 3,80 %, o singură probă abătîndu-se de la această medie cu 1,39 %, abaterile celorlalte fiind sub 0,40 %. Conţinuturile de Fe trivalent, susceptibile de a reflecta prezenţa unor minerale magnetice, nu diferă de conţinuturile obişnuite pentru roci argiloase.

Trecînd acum la proprietăţile magnetice, vom reda în tabela de mai jos valorile medii obţinute pe probe recoltate din cîteva aflorimente situate de-a lungul liniei Mătăsari — Runcurel.

Fig. 4. — Difractograma de raze X a porţelanitului din zona Runcurel (probă neorientată)

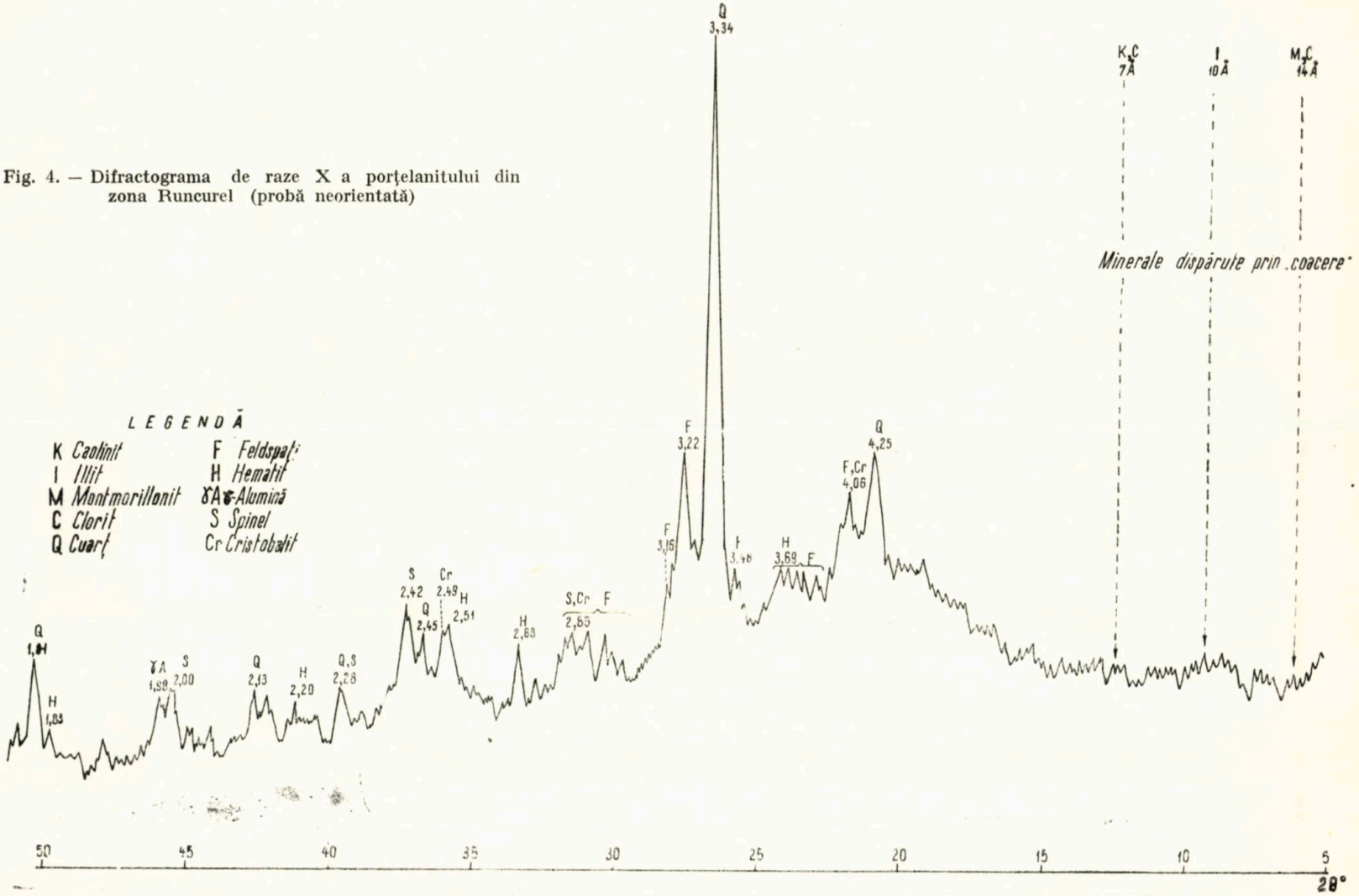


Tabela 1

Conţinutul în oxizi de Fe pentru porţelanitele din zona Mătăsari-Runcurel *

Proba	Fe_2O_3 %	FeO %	Fe tot.
A_1	4,20	3,43	5,60
A_2	2,42	3,25	4,21
B	4,12	2,30	4,67
C	4,15	3,52	5,65
D	4,12	3,42	5.53

* Determinările au fost efectuate în laboratoarele IGPSMS (şef de laborator M. Linaru).

Tabela 2

Valori ale parametrilor magnetici pentru probe (porţelanite) din zona Mătăsari-Runcurel*

Zona de recoltare a probei	Nr. probei	I_r $\times 10^{-4}$u.CGS	I_i $\times 10^{-6}$u.CGS	$\frac{I_r}{I_i}$
Runcurel	143	2,5	8	31,3
	144	2,6	12	21,7
	146	4	40	10,0
Hîrca	150	50	740	6,5
	151	34	780	4,4
	152	19	54	35,2
	154	58	148	39,2
	155	16	30	53,3

* Determinările au fost efectuate de St. Pătraşcu.

Din examinarea acestuia constatăm că, fără excepţie, valorile magnetizării remanente depăşesc cu un ordin de mărime sau mai mult valorile magnetizării induse. Putem afirma deci, coroborînd toate datele oferite de analizele mineralogice, chimice şi magnetice, că acestea indică :

— transformări termice, care, depăşind cel puţin pe porţiuni din orizontul de porţelanite temperatura de 700° C, au făcut ca totalitatea mineralelor magnetice din secţiunea respectivă să depăşească punctul Curie. Implicit, la răcire roca a dobîndit un moment magnetic remanent, mult superior celui al argilei preexistente;

— un conținut în oxizi de fier care nu justifică proprietăți magnetice de inducție, superioare argilelor obișnuite. Valorile mari ale probelor 150, 151 și 154 (pentru care nu s-a făcut analiza chimică) pot fi datorate totuși unui conținut mai ridicat în minerale magnetice, așa cum o indică și raportul I_r/I_i;

— intensitatea magnetizării remanente superioară celei induse.

Toate aceste elemente ne îndreptățesc să considerăm porțelanitele din zona Roșiuța — Brădețu ca roci argiloase, care au dobîndit o magnetizare remanentă cu intensitate relativ ridicată în urma unei încălziri la o temperatură superioară punctului Curie. Încălzirea considerăm că nu poate fi explicată decît ca urmare a autoaprinderii unui strat de cărbune din culcușul orizontului de care ne ocupăm.

3. DISCUȚIE

După cum am arătat, inițial s-a cartat o anomalie magnetică în zona Roșiuța — Brădețu, care putea fi atribuită unei cauze adînci prin lungimea de undă relativ mare pe care o prezenta. S-a putut găsi chiar și un corp geometric regulat care să constituie o soluție pentru problema inversă a interpretării acestei anomalii. Acest corp geometric a fost o sferă cu raza de 200 m, centrul sferei aflîndu-se la adîncimea de 1 275 m, intensitatea de magnetizare fiind $563 \cdot 10^{-4}$ u.e.m. CGS și orientată EV. În termeni geologici, aceasta ar corespunde unei intruziuni de formă relativ izometrică, roca intrusă fiind fie o rocă ultrabazică cu un conținut foarte ridicat de magnetită, fie o rocă obișnuită, mineralizată intens cu oxizi de fier magnetici. E foarte adevărat că direcția intensității de magnetizare presupune neapărat o magnetizare exclusiv remanentă, de o vîrstă foarte veche, ceea ce în condițiile geologice specifice regiunii este exclus, sau o magnetizare remanentă dobîndită în întregime într-un moment de inversiune a cîmpului geomagnetic, ceea ce este foarte puțin probabil, dar teoretic posibil. Considerăm esențial de subliniat faptul că o anomalie magnetică, așa cum a fost cartată prima dată cea din zona Roșiuța — Brădețu, poate fi atribuită unei cauze adînci, cu implicații geologice la scară regională.

După cum de asemenea am mai arătat, la o detaliere cartografică cît de sumară, caracterul foarte superficial al anomaliei cercetate apare imediat, prin fragmentarea ei într-un șir de anomalii cu amplitudini relativ mari și extindere redusă. Vom arăta acum că aceste anomalii pot fi produse de porțelanitele pentru care am prezentat datele petromagnetice de mai sus. Astfel s-a considerat orizontul de porțelanite ca fiind constituit dintr-o serie de plăci bidimensionale orizontale, aflate la adîncimea obișnuită unei formațiuni subaflorante (10 m) și s-a calculat amplitudinea maximă a efectului în două ipoteze, atribuind proprietățile magnetice susceptibilității, așa cum au fost obținute din măsurătorile pe probe, și apoi atribuindu-le magnetizării remanente, de asemenea determinată pe probe. Valorile care s-au obținut au fost următoarele: pentru ipoteza magnetizării inductive, amplitudinea maximă a cîmpului magnetic al unei plăci bidimensionale cu grosime de 1 m, lățime de 8 m și aflată la adîncimea de 2 m este de 1,8 γ; pentru ipoteza magnetizării remanente,

amplitudinea maximă a cîmpului magnetic al unei plăci cu aceiaşi parametri geometrici este 564 γ.

Putem conchide deci că zona anomală Mătăsari — Runcurel se datorează magnetizării termoremanente a unui strat de porţelanite inclus în sedimentele levantine din zonă. La aceasta adăugăm observaţia importantă că efectul magnetic al acestui strat a fost cartat astfel într-o primă ridicare regională, încît permitea atribuirea anomaliei unei cauze adînci. Acest fapt subliniază încă o dată, lucru dezbătut în literatură, necesitatea ca la interpretarea hărţilor regionale să eliminăm posibilitatea ca o anomalie cu „lungime de undă" mare să fie cauzată de o sursă superficială cu extinderea corespunzătoare.

4. CONCLUZII

Anomalia magnetică pusă în evidenţă în zona Mătăsari — Runcurel (Oltenia de NV) şi care a prezentat iniţial caracterul unui dipol adînc, după o detaliere sumară, s-a dovedit a fi un cîmp agitat, produs de un strat de porţelanite însoţitor al unui orizont de cărbuni levantini. Studiul mineralogic al acestor porţelanite a oferit date care atestă că temperatura de formare a rocii a depăşit punctul Curie al mineralelor feromagnetice. Pe acest considerent, magnetizarea remanentă a porţelanitelor, relativ importantă, a putut fi definită ca fiind o magnetizare termoremanentă.

Odată cu semnalarea, după ştiinţa noastră, pentru prima dată la noi în ţară a unei anomalii magnetice produsă de porţelanite, s-a comentat şi pericolul ce există, în cazul unei ridicări regionale, ca anomalii de felul celei prezentate să fie atribuite unei cauze adînci. Problema îmbracă şi un aspect financiar, întrucît economiile în obţinerea unui „diagnostic diferenţial" de felul celui de care ne-am ocupat depind de reducerea pe cît posibil a măsurătorilor de detaliere pe teren, prin completarea acestora cu analize mineralogice şi petromagnetice în laborator, în general mult mai puţin costisitoare decît primele.

Primit la redacţie la 19 mai 1973

TH ERMOREMANENT MAGNETIZATION OF SOME NEOGENE CLAYS FROM NW OLTENIA

(*Abstract*)

In 1969 regional magnetic measurements were made in NW Oltenia in order to draw up the map of the vertical component of geomagnetic field on the Romanian territory — scale 1: 200. 000. A magnetic anomaly has been rendered evident in the Mătăsari—Runcurel area. Initially, the anomaly appeared as a deep-dipole. The paper also comprises an ordinary attempt, with interesting results, at a quantitative interpretation of this source. After some detailed measurements, it proved to be a disturbed field produced by a layer of porcellanites accompanying a layer of Levantine coal. The X-rays of these porcellanites showed data which proved that the rock forming temperature exceeded the Curie point of ferromagnetic minerals. It was possible to define the relatively important remanent magnetization of the porcellanites as a thermoremanent magnetization.

Finally, it was showed that there exists the danger in the regional magnetic mapping that such anomalies might be attributed to a deep cause. The importance of mineralogic and petro magnetic lab analyses was emphasized for fixing "differential diagnosis" similar to the above-mentioned and also for the reduction of the detailed field measurements.

BIBLIOGRAFIE

1. Brown, G., *The X-ray identification and crystal structures of clay minerals*, London, Mineralogical Society (Clay Minerals Group), 1961.
2. Constantinescu, L., *Curs de geomagnetism și prospecțiuni magnetice*, București, Edit. de stat didactică și pedagogică, 1961.
3. Grim, R.E., *Clay mineralogy*, New York, Mc Graw-Hill Book Co., 1961.
4. Grim, R.E., W.E. Bradley, *Rehydratation and Dehydratation of the clay minerals*, Am. Mineralogist, **33**, 50—59 (1948).
5. Liteanu, E., M. Feru, *Noi contribuții la studiul stratigrafic al zăcământului de lignit din interfluviul Jiu — Motru*, București, St. cerc. geol. geofiz. geogr., seria Geol., **IX**, *1* (1964).
6. Lucas, J., N. Trauth, *Étude du comportement des montmorillonites à haute température*, Bull. Serv. Carte géol. Abs. Lors., **18**, *4*, 217—242 (1965).

CONTRIBUȚII LA PRELUCRAREA DATELOR GEOFIZICE CU AJUTORUL CALCULATOARELOR MICI

DE

NIȚOLAE ALEXANDREANU, MIHAI CRISTEA, DOINA IONAȘCU, RADU PESKY și MARIA SURDULESCU

Întreprinderea geologică de prospecțiuni, București, str. Caransebeș nr. 1

1. INTRODUCERE

În anii 1967—1969 se conturase faptul că cea mai economică prelucrare a datelor prospecțiunii geofizice (în special cele seismice) se realizează printr-un sistem în care un calculator mare sau mijlociu să fie dublat de unul mic, acesta din urmă avînd sarcina de a prelua unele operații de rutină.

Justificat în teorie de mulți autori (de ex. Bernard [1], acest mod de lucru este încetățenit astăzi în mai toate centralele de prelucrare a datelor geofizice.

Continuîndu-se linia aceasta de reducere a costului prelucrării datelor, s-au prezentat sisteme în care întreaga prelucrare este făcută cu ajutorul unor calculatoare mici [4], [5]. Avantajele cu astfel de sisteme, în afară de costul redus, constau și în utilizarea unui timp relativ scurt, pe de o parte pentru că există calculatoare mici care fac operațiile aritmetice tot așa repede ca și cele mari, pe de altă parte pentru că sistemul de intrare-ieșire este mai ușor de controlat.

Calculatorul TIOPS, în configurația actuală de la Întreprinderea geologică de prospecțiuni, este un calculator mic. A fost înzestrat cu un pachet de programe privind prelucrările de bază din prospecțiunea seismică.

În lucrarea de față se prezintă caracteristicile unor programe legate de următoarele probleme:

— determinarea vitezei efective în prospecțiunea seismică;
— filtrarea de frecvență pe ferestre de timp;
— evaluarea reducerilor de relief în prospecțiunea gravimetrică.

Aceste programe nu au fost conținute în pachetul de programe dat de furnizor; ele sînt necesare totuși în prelucrarea datelor. Limbajul în care s-au scris programele este limbajul de asamblare al calculatorului TIOPS.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 11, NR. 2, P. 315—325, BUCUREȘTI, 1973

2. DETERMINĂRI DE VITEZE EFECTIVE

Determinarea vitezei efective a undelor seismice în scopul utilizării acestei informaţii la prelucrarea ulterioară a datelor a constituit una din preocupările majore ale echipamentelor de calcul.

Cunoaşterea valorilor de viteze, ca şi variaţia acestora pe profile, se realizează prin diverse procedee, care depind şi de particularităţile tehnicilor de teren folosite la înregistrare.

În cele ce urmează se expun următoarele procedee.

2.1. METODA CORECŢIILOR CONSTANTE

Acest program se aplică după ce în prealabil au fost executate programele de demultiplexare şi corecţii statice; pentru o mai bună rezoluţie se recomandă şi alte prelucrări pealabile, ca deconvoluţie, filtrare şi egalizare a traselor.

Ca rezultat al acestui program, pe dispozitivul de ieşire se vor găsi atît trasele selectate asupra cărora a lucrat programul, cît şi trasele-sumă ce urmează a fi analizate pentru depistarea maximelor de amplitudine; aceste maxime de amplitudine intră direct în calculul vitezelor.

Această analiză se realizează cu ajutorul unui program de culegere a maximelor menţionate şi care, în final, va tipări o tabelă cu trei coloane, care conţine:

— numărul trasei-sumă pe care s-a detectat maximumul de amplitudine;

— timpul la care s-a găsit maximumul respectiv;

— viteza corespunzătoare.

2.2. METODA CORELAŢIEI DINAMICE

Programul, avînd ca bază teoretică metodica amintită, este scris în mai multe variante, alegerea uneia din acestea depinzînd de raportul semnal/zgomot de pe înregistrările seismice.

Înainte de aplicarea acestui program trebuie executate programele de demultiplexare, corecţii statice şi corecţii dinamice (cu o lege de viteză aproximativă), iar pentru o mai bună rezoluţie se recomandă aplicarea în prealabil şi a următoarelor prelucrări: deconvoluţie; filtrare; egalizarea traselor.

Metoda constă în corelarea traselor seismice corespunzătoare aceluiaşi punct de reflecţie, proces care se realizează pe ferestre de timp, şi în măsurarea întîrzierilor relative dintre trasele corelate. Aceste întîrzieri sînt proporţionale cu abaterile dintre legea de viteză folosită iniţial şi cea căutată.

Programul are ca rezultat tipărirea unor tabele a căror valori reprezentate în grafice duc la găsirea legii de viteze.

Se menţionează că acest program utilizează transformarea Fourier cablată, despre care se va menţiona mai tîrziu.

2.3. METODA CELOR MAI MICI PĂTRATE

Dacă în ecuaţiile normale pentru determinarea elementului reflectator şi vitezei de propagare a undelor [2] se particularizează astfel:

— observaţiile se fac pe un profil cu geofonii la distanţă constantă unul de altul;

— se alege un număr par de valori de timp care vor fi utilizate în determinări;

— se alege originea sistemului de coordonate în centrul sistemului de valori, astfel ca timpii t_k şi t_{-k} să aibă, respectiv, abscisele x_k şi x_{-k};

— punctele x_k, x_{k+1} sînt situate la distanţa d (constantă),

atunci viteza efectivă v a undelor reflectate este dată de formula

$$v = d \sqrt{\frac{2m\ (m^2-1)\,(4m^2-1)}{15 \sum_{k=1}^{m} [3k\,(k-1) - (m^2-1)]\,(t_k^2 + t_{-k}^2)}},$$

unde $2m$ este numărul de valori de timp utilizat pentru determinarea lui v.

Eroarea relativă maximă $100\,\frac{m_v}{v}$ este dată de formula

$$100\,\frac{m_v}{v} = \frac{1}{2}\,\frac{15\,m_t}{d^2\,m\,(m^2-1)\,(4m^2-1)} \sum_{k=1}^{m} |3k\,(k-1) - (m^2-1)|\,(t_k + t_{-k}),$$

unde m_t şi m_v sînt, respectiv, erorile de timp şi de viteză.

Programul prezintă rezultatele sub formă de tabelă, în care sînt date pentru fiecare determinare timpul mediu, viteza efectivă şi eroarea relativă a vitezei.

Caracteristici ale programului:

— programul nu este complet automatizat, întrucît necesită existenţa unei secţiuni (compusă, eventual, dintr-o singură seismogramă) de pe care să fie luate, manual, valorile de timp ce intră în calcul;

— se pot efectua determinări pentru timpi cuprinşi între 0 şi 16 s;

— întrucît eroarea relativă este invers proporţională cu expresia

$$d^2 m\,(m^2-1)\,(4m^2-1),$$

se pot face combinaţii între d şi m astfel încît această eroare să se micşoreze, mărind numărul de puncte şi micşorînd pe d sau invers. În forma sa actuală, programul utilizează un număr de valori cuprins între 4 şi 24 şi valori ale lui d cuprinse între 10 şi 180 m;

— datele de intrare sînt: numărul reflecţiei pentru care se face determinarea de viteză, numărul de valori de timp utilizate în determinare, valoarea lui d şi valorile de timp respective;

— timpul necesar pentru efectuarea unei determinări este

$$t \approx 3772 + 900 \times 2m \ \mu s,$$

la care se adaugă 2,4 s pentru tipărirea rezultatelor;

— în calcule s-a folosit precizia dublă pentru operaţiile aritmetice de adunare, înmulţire, împărţire şi extragere de radical.

2.4. METODA VITEZELOR CONSTANTE

Scopul determinărilor de viteze o constituie obţinerea succesiunilor de viteze care corectează în mod corespunzător datele CDP. Viteza de corectare se defineşte ca viteza care, aplicată traselor CDP, va corecta dinamic fiecare reflexie primară, astfel că reflexia apare în acelaşi timp pe fiecare din trasele ce se compun împreună. Se consideră că, dacă obiectivul principal este de a îmbunătăţi însumarea, atunci criteriul acestei determinări trebuie să fie chiar însumarea.

Principiul acestui program de determinări de viteze se consideră trasele CDP care se referă la unul sau la mai multe puncte de adîncime alăturate, se corectează dinamic trasele pe toată lungimea de înregistrare cu o succesiune de viteze estimate ca adecvate, apoi pentru fiecare din aceste viteze se execută o însumare. Rezultatul acestor prelucrări este plotat sub formă de secţiuni de timp de viteze. La fiecare coordonată de timp, cea mai bună funcţie de viteză adoptată, adică cea care dă relaţia fizică mai bună, corespunde la trase însumate cu amplitudinea medie cea mai mare.

Prin marcarea valorilor de amplitudine maximă şi figurarea lor pe un grafic, se va obţine o curbă care redă variaţia vitezei de corelare în funcţie de timpul de propagare.

Pentru facilitarea alegerii amplitudinii maxime există posibilitatea însumării tuturor traselor dintr-o secţiune de timp de viteză într-o singură trasă şi plotarea acesteia pe secţiunea de timp. O fază mai avansată de automatizare se realizează cu un program care selectează amplitudinile maxime, tipărindu-le sub formă de listă.

În varianta *Velocity Scan*, în funcţie de ordinul de acoperire, se extrag pentru intrare trasele care după însumare vor da un număr adecvat de puncte de adîncime alăturate. Numărul de puncte CDP care se alege este dependent de condiţiile seismogeologice ale zonei studiate. Se stabilesc valorile şi numărul vitezelor în funcţie de distanţa explozie-geofon, apoi se aplică programul de determinări de viteze care va corecta dinamic şi va însuma datele de intrare pentru fiecare viteză. Ieşirea se reprezintă la plot.

Varianta *Velocity Stack* are trei posibilităţi de lucru. Prima posibilitate: trasele compuse obţinute prin varianta anterioară se însumează încă o dată, obţinîndu-se o singură trasă pentru o viteză, apoi se analizează maximele de amplitudine. A doua posibilitate: se ia un set de trase care formează un CDP gather. Se aleg vitezele şi se aplică programul care va corecta dinamic şi va însuma datele de intrare pentru fiecare viteză, obţinîndu-se o trasă pentru o viteză, apoi se analizează maximele de ampli-

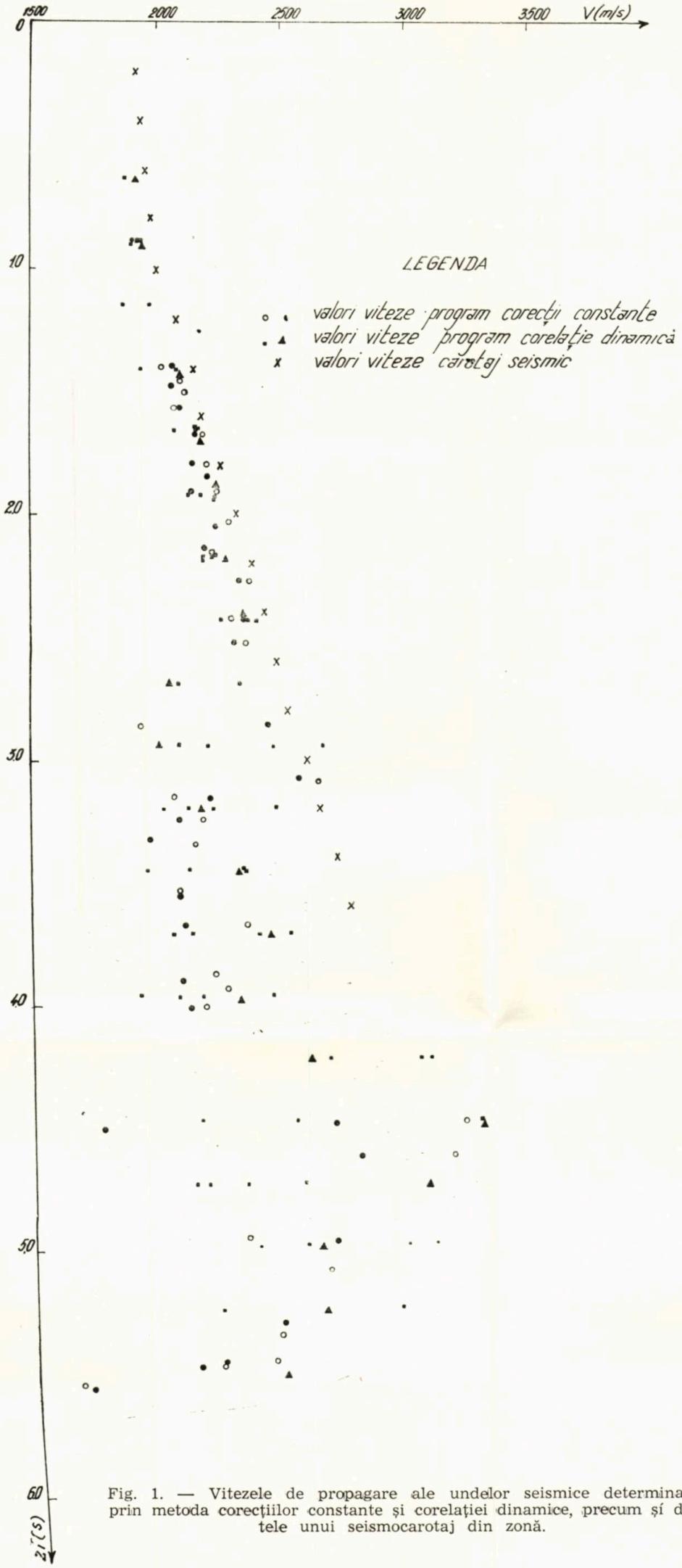


Fig. 1. — Vitezele de propagare ale undelor seismice determinate prin metoda corecţiilor constante şi corelaţiei dinamice, precum şi datele unui seismocarotaj din zonă.

tudine. O a treia posibilitate : se poate determina viteza şi de pe o acoperire 100%, impunînd anumite restricţii datelor de intrare.

Rapiditatea cu care lucrează şi facilităţile pe care le prezintă în special în a doua variantă recomandă programul pentru realizarea unei analize continui de viteze.

*

Nu avem material faptic pentru a aplica criterii statistice de comparare a metodelor prezentate pentru reliefarea rezoluţiei fiecăreia dintre ele. Totuşi, pentru exemplificare, în figura 1 se prezintă datele obţinute în zona Focşani cu metodele corecţiilor constante şi corelaţiei dinamice,

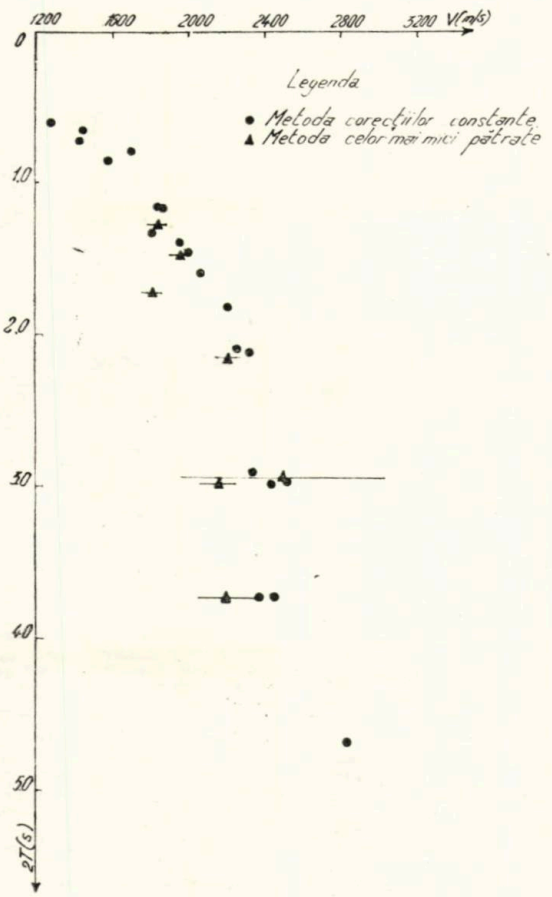


Fig. 2.— Vitezele undelor seismice determinate cu metoda corecţiilor constante şi metoda celor mai mici patrate într-o zonă marină.

precum şi a unui seismocarotaj din zonă, în figura 2 se înfăţişează rezultatele determinărilor într-o zonă marină cu metodele corecţiilor constante şi cu metoda celor mai mici pătrate, iar în figurile 3 şi 4 se dau exemple de trasare a curbelor de viteze prin metoda vitezelor constante (*Velocity Scan* şi *Velocity Stack*).

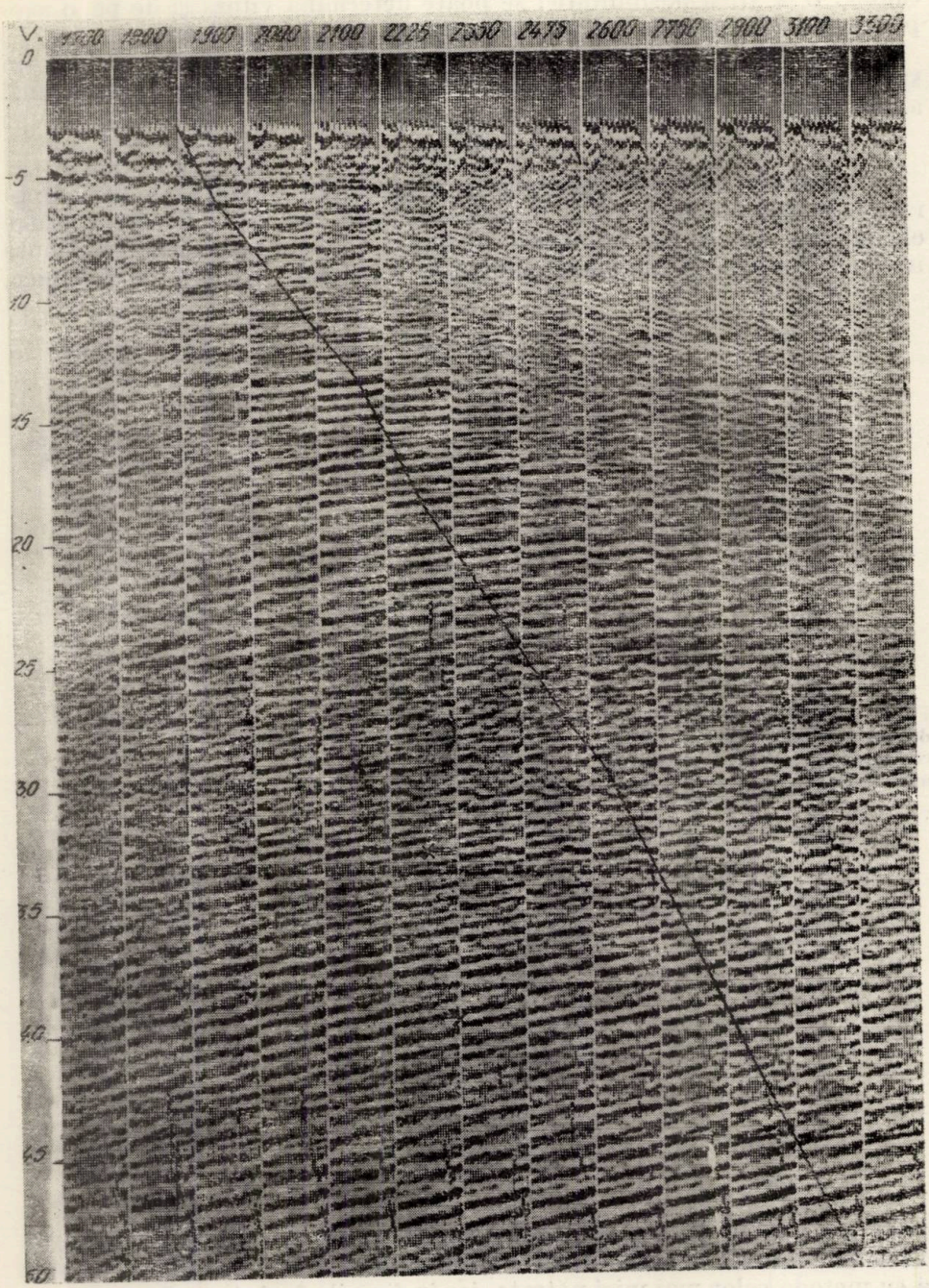


Fig. 3. — Exemplu de trasare a curbei de viteză prin metoda vitezelor constante din înregistrări cu acoperire 600%.

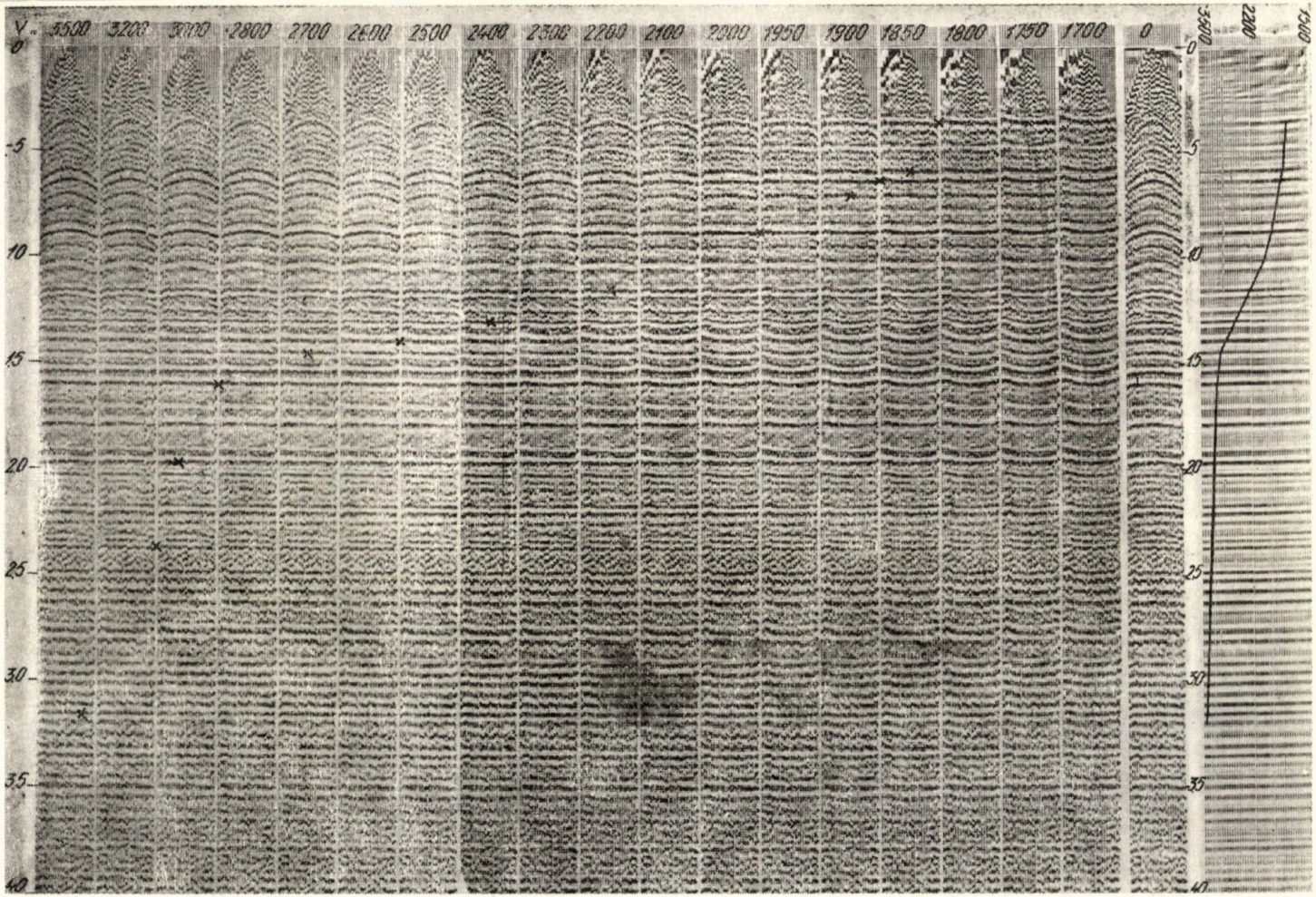


Fig. 4. — Exemplu de trasare a curbei de viteză prin metoda vitezelor constante folosind trasele seismice de la patru puncte consecutive de adîncime.

3. FILTRAREA ÎN FRECVENȚĂ PE FERESTRE DE TIMP

Filtrul utilizat este un filtru Ormsby [6]. Programul de filtrare în frecvență a traselor seismice pe ferestre de timp permite aplicarea a pînă la 10 filtre pe porțiunile de trasă alese de beneficiar.

Programul utilizează convolverul FFT cu care este dotat calculatorul TIOPS. Acesta este un periferic ce execută cu foarte mare viteză următoarele operații: produs scalar a doi vectori, produse de numere complexe, transformată Fourier directă și inversă. De asemenea, ca o comandă separată, execută așa-numita secvență de filtrare, care constă în transformarea Fourier directă a trasei, aplicarea filtrului în domeniul frecvență și transformarea Fourier inversă a trasei filtrate. Aceste operații se fac pentru trase și filtre de lungime fixă de 2 048 sau 4 096 de eșantioane.

Programul filtrează întreaga trasă pe rînd cu fiecare din filtrele indicate pentru cîte o fereastră; păstrează din ea fereastra corespunzătoare filtrului aplicat. Aceste ferestre sînt la sfîrșit recompuse, formînd trasa filtrată.

Programul a ridicat două probleme, puse de dimensiunea redusă a memoriei operative:

— spațiul în memorie ce putea fi ocupat de program era mic (cca 900 de locații);

— trebuia un spațiu suplimentar pentru păstrarea ferestrelor filtrate înainte de recompunerea lor.

Aceste probleme s-au rezolvat folosind memoria auxiliară pe tambur magnetic.

S-a divizat programul în două secțiuni. Prima parte are următoarele funcții:

— stabilește parametrii de prelucrare pentru profilul în lucru (număr de locații, număr de eșantioane per trasă, rată de eșantionare);

— calculează și păstrează pe tamburul magnetic filtrele dorite în domeniul frecvență;

— pregătește o secțiune din partea a doua a programului ce va fi utilizată pentru păstrarea pe tambur a ferestrelor filtrate;

— în încheiere, prima parte cheamă de pe tambur partea a doua, astfel că în aparență se lucrează cu un singur program.

A doua parte execută operațiile de citire a trasei de pe banda magnetică, filtrarea trasei după procedeul arătat anterior, egalizarea trasei și scrierea trasei filtrate pe bandă magnetică.

Evident, operațiile legate de folosirea tamburului pentru a suplini dimensiunile reduse ale memoriei măresc timpul de lucru, însă această creștere a duratei este total neglijabilă în raport cu timpul cîștigat prin utilizarea convolverului FFT.

Durata de prelucrare a unei trase în funcție de numărul de ferestre se poate exprima prin următoarele formule:

— pentru trase $\leqslant 2\,048$ de eşantioane:

$$t \simeq 0{,}26\,N + 0{,}5 \text{ s};$$

— pentru trase $> 2\,048$ de eşantioane

$$t \simeq 0{,}52\,N + 0{,}7 \text{ s},$$

unde N este numărul de ferestre.

De exemplu, filtrarea cu un singur filtru durează cca 0,8, respectiv 1,22 s, iar filtrarea cu numărul maxim de 10 filtre (ceea ce rareori e necesar în practică) durează, respectiv, 3,1 şi 5,9 s; reamintim că în acest timp intră şi operaţia de egalizare a traselor.

Din cele cunoscute în literatura de specialitate [7], aceşti timpi de execuţie sînt cu mult mai buni decît ai unor calculatoare medii şi mari care nu dispun de periferice care să execute printr-o singură comandă transformata Fourier rapidă.

4. EVALUAREA REDUCERILOR DE RELIEF ÎN PROSPECŢIUNEA GRAVIMETRICĂ

Programul de evaluare a reducerilor de relief în prospecţiunea gravimetrică necesită cunoaşterea imaginii reliefului din jurul staţiei cel puţin pînă la o distanţă stabilită, D.

S-a recurs la împărţirea hărţii topografice în pătrate cu latura de 1 km. Atribuind fiecărui pătrat o cotă medie, s-a înlocuit relieful printr-un sistem de prisme pătratice, caracterizate fiecare printr-o cotă $Z\,(x, y)$, unde x, y sînt coordonatele centrului fiecărei prisme faţă de un sistem de coordonate în plan avînd în origine staţia $S\,(x_0, y_0)$.

Zona imediat apropiată a staţiei pînă la distanţa de 1,5 km este exclusă automat din calcul, deoarece aproximarea acestei zone cu prisme avînd latura de 1 km constituie o aproximaţie prea grosieră a reliefului.

În general, o staţie nu coincide cu centrul unei prisme din sistem. De aceea, printr-o interpolare a sistemului iniţial, se obţine pentru fiecare staţie un sistem de prisme astfel încît noul sistem să fie simetric faţă de staţie. Această operaţie introduce erori în stabilirea noilor cote medii şi deci şi în stabilirea reducerii de relief. Odată determinat sistemul de cote medii care intră în calculul reducerii de relief pentru o staţie pentru $D = 21{,}5$ km, se calculează efectul tuturor prismelor şi se însumează. Pentru prismele avînd centrele pînă la 7 km faţă de staţie, calculul s-a efectuat folosind următoarea formulă:

$$T = C\sigma\Big(x_2 \ln \frac{y_2 + \sqrt{x_2^2 + y_2^2 + z^2}}{y_1 + \sqrt{x_2^2 + y_2^2}} + y_2 \ln \frac{x_2 + \sqrt{x_2^2 + y_2^2 + z^2}}{x_2 + \sqrt{x_2^2 + y_2^2}} +$$

$$+ z \operatorname{arc\,tg} \frac{z\sqrt{x_2^2 + y_2^2 + z^2}}{x_2 y_2} - x_2 \ln \frac{y_1 + \sqrt{x_2^2 + y_1^2 + z^2}}{y_1 + \sqrt{x_2^2 + y_1^2}} -$$

$$- y_1 \ln \frac{x_2 + \sqrt{x_2^2 + y_1^2 + z^2}}{x_2 + \sqrt{x_2^2 + y_1^2}} - z \operatorname{arctg} \frac{z\sqrt{x_2^2 + y_1^2 + z^2}}{x_2 y_1} +$$

$$+ x_1 \ln \frac{y_1 + \sqrt{x_1^2 + y_1^2 + z^2}}{y_1 + \sqrt{x_1^2 + y_1^2}} + y_1 \ln \frac{x_1 + \sqrt{x_1^2 + y_1^2 + z^2}}{x_1 + \sqrt{x_1^2 + y_1^2}} +$$

$$+ z \operatorname{arctg} \frac{z\sqrt{x_1^2 + y_1^2 + z^2}}{x_1 y_1} - x_1 \ln \frac{y_2 + \sqrt{x_1^2 + y_2^2 + z^2}}{y_2 + \sqrt{x_1^2 + y_2^2}} -$$

$$- y^2 \ln \frac{x_1 + \sqrt{x_1^2 + y_2^2 + z^2}}{x_1 + \sqrt{x_1^2 + y_2^2}} - z \operatorname{arctg} z \frac{\sqrt{x_1^2 + y_2^2 + z^2}}{x_1 y_2} \Bigg),$$

unde

$C = 0{,}00667$ reprezintă constanta gravitațională,

σ — densitatea prismei,

$x = x_1$, $x = x_2$, $y = y_1$, $y = y_2$ — planele care definesc prisma,

z — diferența, în valoare absolută, dintre cota stației și cota prismei.

Prismele avînd centrele între 8 și 20 km au fost aproximate cu linii de masă verticale, al căror efect s-a calculat cu formula

$$T = \left(\frac{1}{\sqrt{x^2 + y^2}} - \frac{1}{\sqrt{x^2 + y^2 + z^2}} \right) DL^2,$$

unde:

x, y reprezintă coordonatele centrelor prismelor aproximate cu linii de masă,

DL — latura prismei, aproximată prin linie de masă.

S-a făcut o evaluare aproximativă a erorii de calcul relative maxime care intervine în stabilirea reducerii de relief. În această evaluare s-au luat în considerație erorile de calcul care se fac în operațiile aritmetice fundamentale în funcție de lungimea cuvîntului dublu folosit, 32 de biți, și de regimul în virgulă mobilă, precum și de erorile sistematice provenite din calculul funcțiilor arctg, radical și logaritm natural. Astfel s-a ajuns la aprecierea că precizia de calcul atinsă în condițiile de mai sus este de 10^{-3} din rezultatul real, ceea ce poate fi considerat satisfăcător.

Timpul necesar determinării reducerii pentru o stație este de 50 s.

5. CONCLUZII

Literatura de specialitate precizează că prelucrarea datelor geofizice nu este un apanaj al calculatoarelor mari și medii; calculatoarele mici se pot utiliza, uneori mai ieftin, la rezolvarea multor probleme geofizice, datorită unui sistem intrare-ieșire simplu și a unei viteze de calcul ridicată.

În utilizarea acestor calculatoare este esențial să se facă o analiză judicioasă a raportului dintre automatizare și economie de timp a calculatorului.

La calculatoarele mici care au cuvîntul mic se suspectează totdeauna precizia rezultatelor. Acest lucru se poate limita și chiar înlătura prin elaborarea unor rutine ad-hoc care să utilizeze toate posibilitățile de ridicare a preciziei.

Primit la redacție la 30 noiembrie 1972

ON GEOPHYSICAL DATA PROCESSING BY SMALL COMPUTERS

(*Abstract*)

This paper described the features of some programmes which enhance the existent software of the TIOPS-computer.

The approached problems are:

— velocity estimation in seismic prospecting;

— frequency domain filtering, by time-windows;

— terrain corrections in gravitational interpretation.

The programmes are written in assembly language of the TIOPS-computer.

BIBLIOGRAFIE

1. Bernard, Jacques, *Evolution de l'emploi de calculateurs numeriques dans l'exploitation des enregistrement seismique pour la recherche petroliere*, Technique du Petrole, Janvier (1968).
2. Cristea, M., D., Cristea, *Despre utilizarea melodei celor mai mici pătrate la unele probleme ale prospecțiunii seismice*, Comunicare ținută la al VI-lea Simpozion de geofizică al R.S.R., 1970.
3. Garotta, R., D., Michon, *Continuous analysis of the velocity function and of the moveout corrections*, Geophys. Prosp., **15**, 584—597 (1967).
4. Mercer, Sherrel, *Seismic Data Processing by small computer*, The thirty-second meeting of the european association of exploration Geophysicists, Edinburgh, 20—22 May, 1970.
5. Noudot, P., *The CAS 48 12—a new small digital processor*, The 40th annual international SEG MEE, New Orleans, Louisiana, November 8—12, 1970.
6. Ormsby, J.F.A., *Design of numerical Filters with Application to Missile Data Processing* J.A.C.M., *8* (1961).
7. Treitel, Sven, *High-speed computing algorithms for seismic prospecting*, Preprint of the 8th World Petroleum Congress, Moscow, 1971.

INTERPRETAREA CANTITATIVĂ A DIAGRAFIILOR OBȚINUTE PRIN METODA D.R.R.

DE

VICTOR NEGOIȚĂ

Institutul de cercetări și proiectări țiței și gaze, Cîmpina

1. INTRODUCERE

Deși în ultimii ani, la nivelul tehnicii mondiale, metodele cu curenți focalizați sînt folosite din ce în ce mai mult, totuși un număr mare de sonde cu o pondere precumpănitoare în producția de hidrocarburi a țării sînt investigate geofizic prin metodele clasice ale carotajului electric de rezistivitate.

La noi în țară, începînd cu anul 1969, a fost introdusă o nouă metodă de investigare electrică a sondelor, intitulată D.R.R. [1], [2], [3], aplicată în prezent tuturor sondelor forate pentru hidrocarburi.

Metoda amintită asigură determinarea a trei parametri geofizici: rezistivitatea reală a rocii, rezistivitatea rocii din zona invadată de fluidul de foraj existent în gaura de sondă și diametrul zonei pe care se extinde invazia fluidului de foraj în rocă.

Acești trei parametri geofizici constituie în același timp parametrii de bază de la care poate fi demarat procesul de interpretare cantitativă, avînd drept scop determinarea parametrilor petrofizici ai rocii: porozitatea, saturația în fluide, permeabilitatea, cantitatea de hidrocarburi vehiculată prin spațiul poros al rocii etc.

O lucrare anterioară [3] a prezentat teoria, aparatura, practica operației la sondă și modul de obținere a rezistivității reale, rezistivității zonei invadate și a diametrului de invazie din materialul diagrafic înregistrat la sondă. Aspectele cantitative, în sensul obținerii parametrilor petrofizici ai rocii, nu au fost tratate pînă în prezent. De aceea, lucrarea de față își propune prezentarea teoriei și a tehnicilor de interpretare cantitativă a materialului diagrafic înregistrat la sonde prin metoda D.R.R.

2. DETERMINAREA PARAMETRILOR GEOFIZICI PRIN METODA D.R.R.

Fundamentarea metodei D.R.R. este bazată pe modelul din figura 1, corespunzător unui strat poros-permeabil cu o structură intergranulară a sistemului poros, avînd o grosime (e) în care invazia noroiului de foraj

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 11, NR. 2, P. 327–341, BUCUREȘTI, 1973

creează o zonă de invazie de rezistivitate electrică (ρ_i) și diametru (D). Presupunînd că roca de rezistivitate reală (ρ_r) este traversată de o gaură de sondă de diametru (d) plină cu un noroi de rezistivitate (ρ_n), iar stratele adiacente au o rezistivitate (ρ_{ad}), rezistivitatea aparentă măsurată

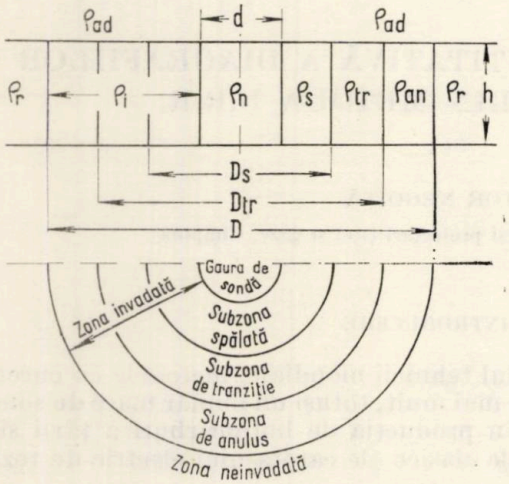


Fig. 1. — Secțiunea subzonelor formate în zona invadată de fluidul din gaura de sondă.

de un dispozitiv potențial sau gradient de lungime (L) într-un strat de grosime finită (e) va fi o funcție de forma

$$\rho_L = f(\rho_n, \rho_i, \rho_r, \rho_{ad}, d, D, e). \tag{1}$$

Expresia de mai sus devine pentru un strat de grosime infinită la care diametrul găurii de sondă și rezistivitatea noroiului sînt luate drept unitate de măsură:

$$\frac{\rho_{L-\infty}}{\rho_n} = f\left(\frac{\rho_i}{\rho_n}, \frac{\rho_r}{\rho_n}, \frac{D}{d}\right). \tag{2}$$

Expresia (2) leagă rezistivitatea electrică, înregistrată de un dispozitiv cu lungimea (L) într-un strat de grosime infinită, de trei necunoscute ce intervin sub formă de raporturi, și anume (ρ_i/ρ_n), (ρ_r/ρ_n) și (D/d).

Determinarea acestor trei necunoscute este posibilă dacă vom dispune de trei relații de forma (2), obținute prin înregistrarea rezistivităților electrice cu dispozitive de lungime diferită (L_1, L_2, L_3). În cazul folosirii dispozitivelor gradiente ținînd seama de domeniul

$$0{,}8 \leqslant \frac{L}{e} \leqslant 1{,}5,$$

în care un dispozitiv gradient nu este util interpretării, apare necesară înregistrarea suplimentară a unei noi curbe (relații), de forma celei exprimate de (2), avînd o lungime diferită (L_4).

De aceea cele patru dispozitive ale metodei D.R.R. sînt dimensionate conform inegalității

$$1{,}5 \leqslant 0{,}8\, L_{i+1}, \text{ pentru } i = 1,\ 2,\ 3,$$

pentru ca, indiferent de grosimea (e) a stratului, trei din cele patru rezistivități aparente obținute prin citirea valorilor înregistrate pe diagrafii să fie utile procesului de interpretare, permițînd în acest mod determinarea celor trei necunoscute : rezistivitatea reală, rezistivitatea zonei invadate și diametrul de invazie.

Din cele patru dispozitive de investigare ale metodei D.R.R., unul este de tip potențial, avînd ($L_1 = AM_1 = 0{,}3$ m), iar celelalte trei sînt de tip gradient și au lungimile ($L_2 = AO_2 = 2{,}15$ m), ($L_3 = AO_3 = 4{,}25$ m) și ($L_4 = AO_4 = 8{,}4$ m).

Prelucrarea materialului diagrafic înregistrat cu metoda D.R.R. se face cu ajutorul unui sistem de grafice de interpretare elaborate special pentru această metodă, permițînd în final determinarea următorilor trei parametri geofizici : rezistivitatea reală a rocii, rezistivitatea zonei invadate și diametrul de invazie.

3. LEGĂTURA DINTRE REZISTIVITATEA ZONEI INVADATE ȘI REZISTIVITATEA SUBZONEI SPĂLATE

Doi dintre parametrii geofizici obținuți cu ajutorul metodei D.R.R., și anume rezistivitatea zonei invadate și diametrul zonei de invazie, sînt urmarea filtrării fluidului de foraj în rocă.

Efectul invaziei fluidului de foraj se materializează în formarea unor subzone cu proprietăți diferite, situate în limitele diametrului de invazie. De aceea în cele ce urmează vom încerca să facem o analiză a acestor subzone și a modului în care ele afectează măsurătorile geofizice efectuate cu metoda D.R.R.

a) Prima subzonă este cea spălată, în care toată apa de zăcămînt existentă în rocă a fost înlocuită de filtratul noroiului de foraj ce a invadat stratul. În stratele ce conțin hidrocarburi, o parte din hidrocarburile existente în rocă nu pot fi dislocuite împreună cu apa de zăcămînt în timpul procesului de invazie, rămînînd în această zonă sub formă de hidrocarburi reziduale.

În aceste condiții, rezistivitatea electrică a subzonei spălate (ρ_s) va fi exprimată de relația

$$\rho_s = \frac{F \cdot \rho_{fn}}{(1-S_{hs})^n}, \tag{3}$$

în care

F este factorul de formație,

ρ_{fn} — rezistivitatea filtratului de noroi,

S_{hs} — saturația în hidrocarburi a subzonei spălate,
n — exponent de saturație.

Distanța de la axul sondei pe care se extinde această subzonă este desemnată în fig. 1 prin simbolul D_s, care semnifică diametrul subzonei spălate. Este oportună precizarea că o parte din semnalul provenit de la curba potențială de 0,3 m a metodei D.R.R. provine din această subzonă.

b) Subzona de tranziție reprezintă volumul de rocă de grosime ($D_{tr} - D_s$), în care evacuarea fluidului original nu a fost făcută în întregime, putîndu-se observa o trecere gradată ori un amestec mai mult sau mai puțin intim al apei de zăcămînt-filtratului de noroi, iar în cazul stratelor cu hidrocarburi și al hidrocarburilor. Rezistivitatea electrică a acestei subzone (ρ_{tr}) este exprimată prin

$$\rho_{tr} = \frac{F \cdot \rho_z}{(1 - S_{htr})^n}, \tag{4}$$

unde

ρ_z este rezistivitatea electrică a amestecului apă de zăcămînt — filtrat de noroi,
S_{htr} — saturația în hidrocarburi a subzonei de tranziție.

c) Ultima subzonă, prezentă numai în unele din stratele de hidrocarburi, este subzona „anulus" și este constituită din apă de zăcămînt și hidrocarburi, astfel că rezistivitatea sa electrică (ρ_{an}) este

$$\rho_{an} = \frac{F \cdot \rho_a}{(1 - S_{han})^n}, \tag{5}$$

unde ρ_a este rezistivitatea apei de zăcămînt.

Această zonă se extinde între diametrele ($D - D_{tr}$).

Unul dintre parametrii solicitați de procesul de interpretare cantitativă este rezistivitatea subzonei spălate. Metoda D.R.R. nu oferă direct acest parametru, însă permite estimarea sa, pornind de la rezistivitatea zonei invadate.

Așa cum este cunoscut [3], la baza determinării rezistivității zonei invadate prin metoda D.R.R. stă curba potențială $AM = 0{,}3$ m, denumită la noi în țară și „curba normală". Deoarece unele strate au grosimi mai mici de 3 m, considerăm oportună corectarea prealabilă a valorilor de rezistivitate ale curbei normale pentru efectul grosimii stratului.

Acest lucru se poate realiza cu ajutorul graficului din figura 2, care plasează în abscisă grosimea stratului (e) și în ordonată valoarea factorului de corecție (λ), modulul curbelor fiind ($\rho_{0.3}/\rho_{ad}$). Valoarea corectată a curbei normale ($\rho_{0.3-\infty}$) este obținută cu relația

$$\rho_{0.3-\infty} = \lambda \cdot \rho_{0.3}. \tag{6}$$

De exemplu, pentru un strat cu grosimea (e=1m) la care rezistivitatea curbei normale are valoarea ($\rho_{0.3}$=1Ωm), iar rezistivitatea rocii adia-

cente are valoarea (ρ_{ad}=1,25 Ωm), se va obține

$$\frac{\rho_{0.3}}{\rho_{ad}} = 20 \rightarrow \lambda = 2$$

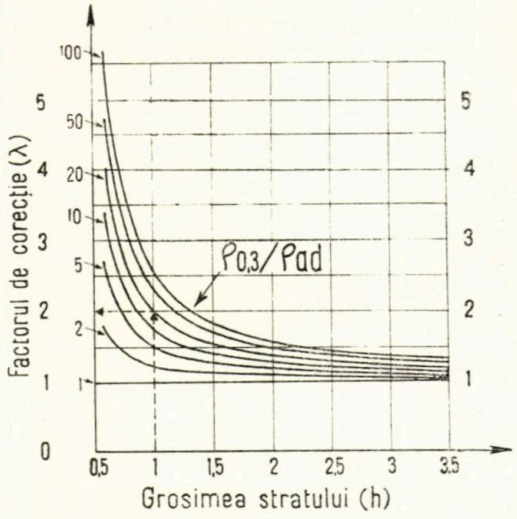


Fig. 2. — Grafic pentru corectarea dispozitivului potențial de 0,3 m în funcție de grosimea stratului.

și deci

$$\rho_{0.3-\infty} = \lambda \cdot \rho_{0.3} = 2 \cdot 25 = 50 \ \Omega m.$$

Valoarea corectată a curbei normale ($\rho_{0.3-\infty}$) este apoi introdusă în nomograma din figura 5 a lucrării [3], pentru a furniza rezistivitatea zonei invadate.

Pentru cazul în care sonda este forată cu noroi dulce și deci ($\rho_{fn} > \rho_a$), rezistivitatea subzonei spălate poate fi exprimată prin relația

$$\rho_s = \frac{1}{K}[\rho_i - \rho_r(1 - K)], \qquad (7)$$

unde K reprezintă un coeficient care este o funcție de diametrul zonei invadate.

Relația (7) a fost obținută prin însumarea contribuțiilor fiecărei subzone în efectul total al rezistivității zonei invadate, făcînd aproximația că (ρ_{tr}) și (ρ_r) nu sînt prea diferite. Pentru cazul în care raportul (ρ_{fn}/ρ_a) este superior lui 20, eroarea introdusă în determinarea lui (ρ_s) cu formula (7) este inferioară lui 5 %.

De la relația (7) se poate ajunge ușor la o relație care să exprime dependența raportului (ρ_s/ρ_r) în funcție de (ρ_i/ρ_r). Așa cum se cunoaște, raportul (ρ_s/ρ_r) este solicitat în interpretarea cantitativă la determinarea saturației în

apă prin metoda raportului [4]:

$$\frac{\rho_s}{\rho_r} = \frac{1}{K}\left[\frac{\rho_i}{\rho_r} - (1-K)\right]. \tag{8}$$

Pentru a înlesni utilizarea relațiilor (7) și (8) a fost construit graficul din figura 3, care acceptă în abscisă valorile (ρ_i) sau (ρ_i/ρ_r), iar în ordonată valorile (ρ_s) sau raportul (ρ_s/ρ_r). Scările celor două axe de coordonate pot fi

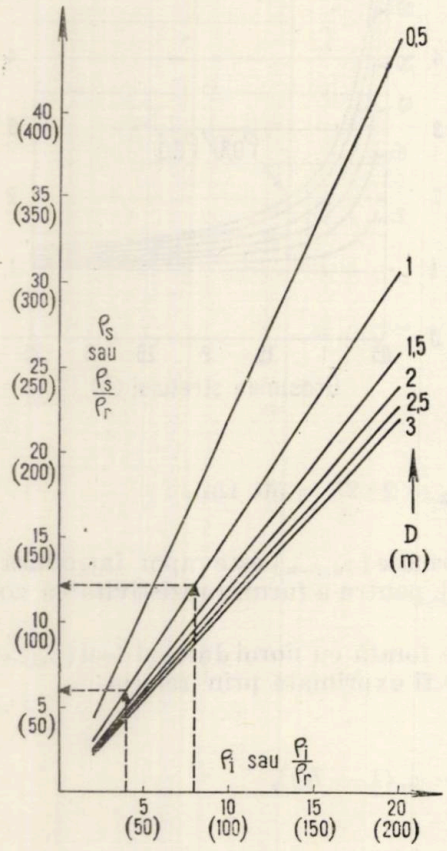


Fig. 3. — Grafic pentru determinarea rezistivității subzonei spălate din rezistivitatea zonei invadate.

multiplicate cu un anumit factor pentru a fi folosite în domeniul valorilor mari. În figura 3 sînt înscrise în paranteză valorile corespunzătoare celor două axe în cazul unei multiplicări cu 10.

Folosirea graficului din figura 3 pentru cazul în care în urma unei operații D.R.R. se obținuseră următorii parametrii geofizici:

$$\rho_i = 40\ \Omega\text{m},$$

$$\rho_r = 5\ \Omega\text{m},$$

$$D = 1{,}5\ \text{m},$$

este următoarea :

a) pentru $\rho_i = 40$ Ωm și $D = 1{,}5$ m se obține $\rho_s = 60$ Ωm ;

b) pentru $(\rho_i/\rho_r) = 40/5 = 8$ și $D = 1{,}5$ m se obține $(\rho_s/\rho_r) = 12$.

4. DETERMINAREA PARAMETRILOR PETROFIZICI AI ROCII PRIN METODA D.R.R.

4.1. DETERMINAREA SATURAȚIEI ÎN FLUIDE

În majoritatea cazurilor, determinarea saturației în fluide a rocilor este bazată pe ecuația lui Archie :

$$S_a = (1 - S_h) = \left[\frac{F \cdot \rho_a}{\rho_r}\right]^{1/n} \tag{9}$$

în care S_a și S_h reprezintă saturația în apă și, respectiv, în hidrocarburi a zonei neinvadate. Este evident din relația (9) că rezistivitatea zonei neinvadate pentru $(n = 2)$ va fi exprimată prin

$$\rho_r = \frac{F \cdot \rho_a}{(1 - S_h)^2} . \tag{10}$$

În mod analog, rezistivitatea subzonei spălate va fi exprimată de

$$\rho_s = \frac{F \cdot \rho_{fn}}{(1 - S_{hs})^2} . \tag{11}$$

Făcînd raportul lor, se obține

$$\frac{\rho_s}{\rho_r} = \frac{\rho_{fn}}{\rho_a} \frac{(1 - S_h)^2}{(1 - S_{hs})^2} : \tag{12}$$

De obicei, saturația în apă a subzonei spălate este legată de saturația în apă a zonei neinvadate prin relația

$$(1 - S_{hs}) = (1 - S_h)^{1/5}, \tag{13}$$

astfel că relația (12) va lua forma

$$\frac{\rho_s}{\rho_r} = \frac{\rho_{fn}}{\rho_a} (1 - S_h)^{8/5} . \tag{14}$$

Cum în rocile acvifere $S_h = 0$, rezultă că

$$\frac{\rho_s}{\rho_r} = \frac{\rho_{fn}}{\rho_a},$$

în timp ce în rocile cu hidrocarburi $S_h > 0$ și deci

$$\frac{\rho_s}{\rho_r} < \frac{\rho_{fn}}{\rho_a}.$$

Prin urmare, dacă rapoartele (ρ_s/ρ_r) și (ρ_{fn}/ρ_a) sînt cunoscute, relația (14) va permite o rapidă evaluare cantitativă a saturației în hidrocarburi. Graficul din figura (4), construit pe baza relației (14), servește acestui scop. El folosește în abscisă valorile (ρ_s/ρ_r), iar în ordonată valorile (ρ_{fn}/ρ_a), dreptele diagonale reprezentînd saturația în hidrocarburi (S_h) în procente. De exemplu, pentru

$$\frac{\rho_s}{\rho_r} = 8 \quad \text{și} \quad \frac{\rho_{fn}}{\rho_a} = 20$$

se va obține o saturație în hidrocarburi $S_h = 44\,\%$.

Procedeul prezentat mai sus poate avea și o variantă în întregime grafică, care va fi dezvoltată în cele ce urmează.

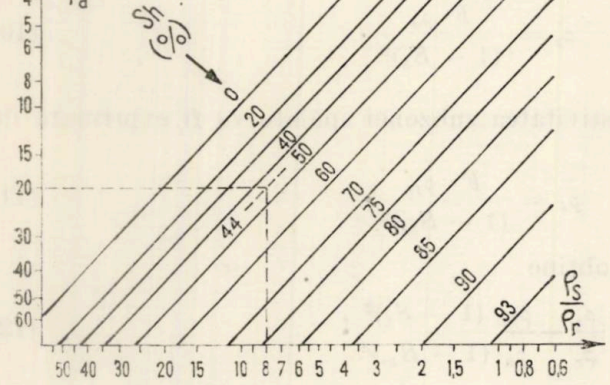


Fig. 4.— Grafic pentru determinarea saturației în hidrocarburi.

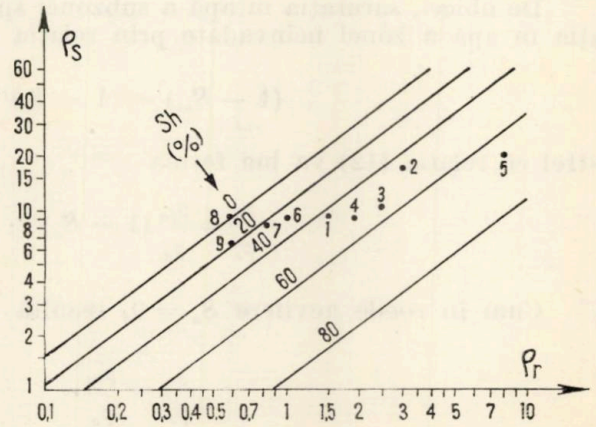


Fig. 5. — Exemplu de determinare grafică a saturației în hidrocarburi.

Pentru aceasta să considerăm toate valorile rezistivității subzonei spălate și a zonei neinvadate obținute prin metoda D.R.R. la o serie de strate pentru care salinitatea apelor de zăcămînt nu are variații. Aceste valori se introduc într-un grafic dublu logaritmic, care are în abscisă valorile (ρ_r), iar în ordonată valorile (ρ_s), ca în figura 5.

Pentru rocile acvifere, saturația în hidrocarburi este nulă ($S_h = 0$) și, conform relației (14), raportul (ρ_s/ρ_r) va avea o valoare maximă. În cazul exemplificat, el ia valoarea

$$\frac{\rho_s}{\rho_r} = \frac{\rho_{fn}}{\rho_a} = 15.$$

Admițînd relația (13), rezultă relația (14), care arată că unor valori constante ale saturației în hidrocarburi îi vor corespunde valori constante ale raportului (ρ_s/ρ_r).

Pentru a determina dreptele ce corespund valorilor $S_h = 20\%$, 40 %, 60 % și 80 %, se va folosi graficul din figura 4, în care pentru ($\rho_{fn}/\rho_a = 15$) și ($S_h = 20\%$) se găsește $\rho_s/\rho_r = 10{,}5$, pentru ($S_h = 40\%$) se găsește ($\rho_s/\rho_r = 6{,}75$) ș.a.m.d., valori folosite la trasarea dreptelor (S_h) din graficul figurii 5. În figură sînt de asemenea marcate prin puncte valorile caracteristice ale stratelor din sonda exemplificată în paragraful 5 și tabela 1, ilustrînd în acest fel modul de obținere al saturației în hidrocarburi.

Tabela 1

Rezultate pentru exemplul sondei din figura 8

Caracteristicile stratului		Parametri geofizici și derivați							Parametri petrofizici			Fluide în pori %		
		e	ρ_r	D	ρ_i	ρ_s	ρ_s/ρ_r	ρ_{fn}/ρ_a	S_h	S_{hs}	P	V_a	V_{hv}	$V_{h\,rem}$
Nr. str.	Adîncimea	(m)	(Ωm)	(m)	(Ωm)	(Ωm)	—	—	%	%	%	%	%	%
1	1519,5—1521,5	2	1,5	1	6	9	6	15	42	10	32	19	10	3
2	1537 —1541	4	3	1,25	12,5	17,5	5,8	15	46	12	24	16,5	4,5	3
3	1542,5—1544,5	2	2	1,25	8	11	5,5	15	52	14	30,5	17,5	8,5	4,5
4	1545,5—1548	2,5	1,9	0,7	5	9	4,2	15	50	13	34	18	11	5
5	1556 —1567	11	8	0,6	10	20	2,5	15	66	20	24,5	9	10,5	4
6	1571,5—1574,5	3	1	0,45	4	9	9	15	28	7	31	23	6	2
7	1576 —1579	3	0,8	0,45	4	9	11	15	21	4	30	25,5	3,5	1
8	1580 —1587	7	0,6	0,45	4	9	15	15	0	0	29	29	0	0
9	1600 —1602	2	0,6	0,45	3	7	11,7	15	19	4	33	29	3	1

4.2. DETERMINAREA POROZITĂȚII

Unul dintre principalii parametri petrofizici ai rocii este porozitatea, a cărei determinare se face prin intermediul factorului de formație.

Relațiile (3), (4) și (5) permit estimarea factorului de formație, însă pentru determinarea porozității recomandăm folosirea relației (3), deoarece în acest caz fluidul care saturează sistemul poros al rocii este numai filtratul noroiului de foraj.

În aceste condiții, porozitatea (P) a rocii va fi exprimată, conform ecuațiilor Archie, prin relația

$$P = \left[\frac{a}{(1 - S_{hs})^n} \cdot \frac{\rho_{fn}}{\rho_s}\right]^{1/m},$$

în care m reprezintă exponentul de cimentare al rocii și ia, în funcție de tipul rocii, valori cuprinse între 1,6 și 2,5, iar coeficienții a și n iau de obicei valorile 1 și, respectiv, 2.

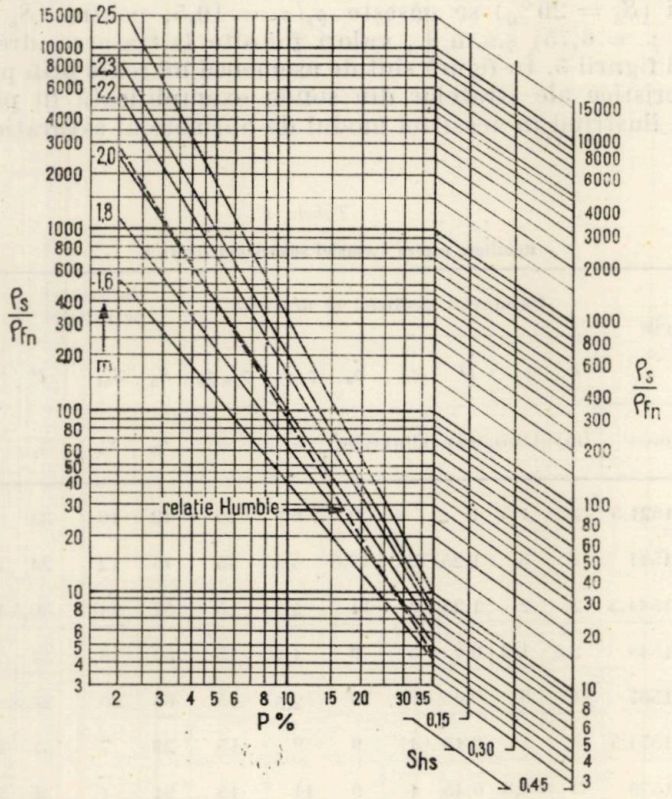


Fig. 6. — Grafic pentru determinarea porozității.

Pentru aceste condiții, graficul din figura 6 oferă soluții rapide de estimare a porozității. În cazul imposibilității aprecierii valorii expo-

nentului de cimentare se recomandă folosirea unei relații medii (Humble), exprimată prin

$$P = \left[\frac{0{,}62}{(1 - S_{hs})^2} \cdot \frac{\rho_{fn}}{\rho_s}\right]^{1/2{,}15}.$$

Această ultimă relație este reprezentată de linia întreruptă din figura 6. De exemplu, pentru

$$\frac{\rho_s}{\rho_{fn}} = 20\,;\; S_{hs} = 20\,\%;,\; \mathrm{m} = 1{,}8,$$

se obține $P = 27\,\%$.

4.3. DETERMINAREA CANTITĂȚII DE HIDROCARBURI VEHICULABILE PRIN SPAȚIUL POROS AL ROCII

Invazia filtratului de noroi în gaura de sondă, ca proces de curgere a unui fluid prin spațiul poros al rocii, este similară procesului de curgere a fluidelor din strat spre gaura de sondă, proces care are loc în timpul exploatării sondei.

Invazia filtratului de noroi în strat produce, așa cum s-a arătat în paragraful 2, deslocuirea și totodată împingerea unei cantități de hidrocarburi din subzona spălată și zona invadată către zona neinvadată. Deplasarea acestui volum de hidrocarburi poate reprezenta un indicator al permeabilității stratului și, bineînțeles, al posibilității obținerii hidrocarburilor la punerea în producție.

Acest indicator, pe care îl vom nota prin simbolul (I), poate fi exprimat prin relația (15), în a cărei componență intră parametrii determinați prin metoda D.R.R. :

$$I = P\,(S_h - S_{hs}). \tag{15}$$

Este oportună precizarea că o valoare ridicată a saturației în hidrocarburi nu este suficientă pentru a diagnostica obținerea hidrocarburilor la proba de producție, deoarece hidrocarburile existente în spațiul poros pot fi în multe cazuri remanente (nevehiculabile sub acțiunea unui gradient de presiune).

Preluînd exemplul lucrării [5], în care a mai fost tratată această problemă, parametrul (I) va fi denumit în continuare „cantitate de hidrocarburi vehiculabilă prin spațiul poros".

Relația (17), care permite obținerea sa, devine incomodă cînd procesul de interpretare cantitativă cu metoda D.R.R. este aplicat unui număr mare de strate. De aceea a fost construită o nomogramă, exemplificată în figura 7, care asigură obținerea rapidă a cantității de hidrocarburi vehiculabile prin spațiul poros.

Pentru aceasta se introduc pe axele (5) și (4) valoarea rezistivității filtratului de noroi și, respectiv, a rezistivității subzonei spălate, iar pe

axele (*1*) și (*2*) rezistivitatea apei de zăcămînt și, respectiv, rezistivitatea reală. Trasînd o linie prin punctele de pe axele (*1*) și (*2*), se obține un punct pe axa (*3*). În mod similar, unirea printr-o dreaptă a punctelor de pe axele (*4*) și (*5*) conduce la obținerea unui punct pe axa (*3*). Diferența

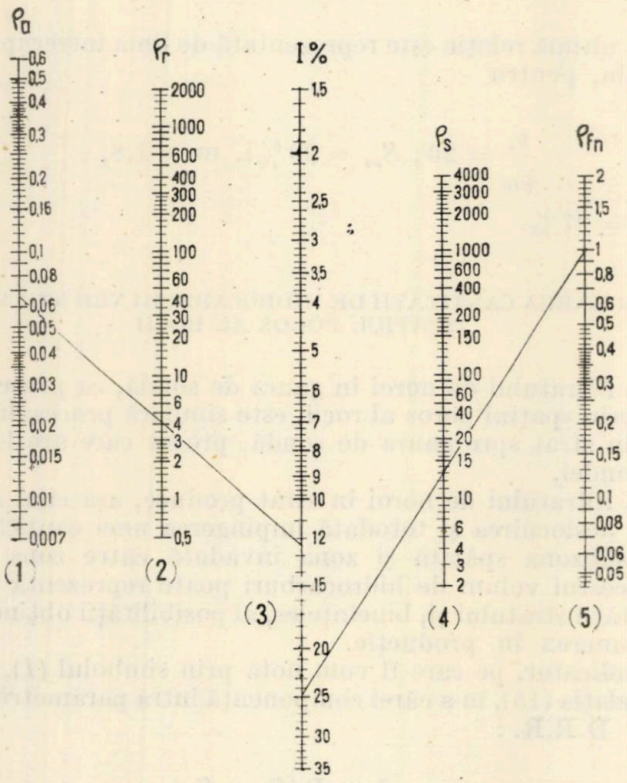


Fig. 7. — Nonogramă pentru determinarea hidrocarburilor vehiculabile prin spațiul poros.

dintre cele două puncte situate pe axa (*3*), care este etalonată direct în procente ale spațiului poros, reprezintă cantitatea de hidrocarburi vehiculabilă.

În cazul că pentru un anumit strat se dispune de următoarele valori :

$$\rho_s = 13{,}2\ \Omega m\,;\quad \rho_{fn} = 1\ \Omega m,$$

$$\rho_r = 4{,}2\ \Omega m\,;\quad \rho_a = 0{,}066\ \Omega m,$$

folosirea nomogramei din figura 7 conduce pentru I la valoarea

$$I = 24{,}5 - 12{,}5 = 12\,\%.$$

Aceasta înseamnă că aproape 50 % din hidrocarburile existente în rocă sînt vehiculabile.

Considerăm necesară sublinierea faptului că nomograma din figura 7 a fost construită special pentru parametrii geofizici obținuți prin metoda D.R.R. Utilizarea acestei nomograme pentru alte tipuri de dispozitive micro- sau macrofocalizate ori nefocalizate nu este indicată, deoarece fiecărei metode îi sînt proprii anumite legături între dispozitivele de investigare și volumele de rocă implicate în măsurătoare.

5. EXEMPLE DE ȘANTIER

Procedeele de interpretare cantitativă expuse în această lucrare au fost aplicate unui număr mare de sonde, obținîndu-se rezultate bune, în concordanță cu probele de producție.

În continuare este exemplificată una dintre sondele căreia i s-a făcut o interpretare cantitativă completă prin metoda D.R.R. Sonda aparține unuia din marile șantiere petroliere ale țării, avînd ca obiectiv o serie nisipoasă aparținînd meoțianului. Acest interval este ilustrat în figura 8 prin materialele diagrafice obținute la sondă cu metoda D.R.R.

Rezultatele prelucrării informațiilor geofizice din diagrafii sînt înscrise în tabela 1. Tabela conține patru tipuri de date, și anume :

1) caracteristicile stratului (numărul de ordine și limitele sale în adîncime) ;

2) parametrii geofizici și parametrii derivați din aceștia prin procedeele descrise în paragrafele 1 și 2 ale acestei lucrări. Acești parametri sînt : grosimea stratului (e), rezistivitatea reală a zonei neinvadate (ρ_r), diametrul zonei invadate (D), rezistivitatea zonei invadate (ρ_i), rezistivitatea subzonei spălate (ρ_s), valoarea raportului (ρ_s/ρ_r) și a raportului dintre rezistivitatea filtratului de noroi și rezistivitatea apei de zăcămînt, care în cazul de față a avut valoarea ($\rho_{fn}/\rho_a = 15$) ;

3) parametrii petrofizici ai stratului, și anume saturația în hidrocarburi a stratului (S_h), saturația în hidrocarburi a subzonei spălate (S_{hs}), indicator al hidrocarburilor remanente, și porozitatea (P).

4) fluidele din spațiul poros al rocii sînt analizate pe tipuri și volume. Astfel, în prima coloană este înscris procentul din volumul total al rocii plin cu apă (V_a), iar în celelalte două coloane volumele pline cu hidrocarburi vehiculabile (V_{hv}) și hidrocarburi remanente ($V_{h.\,rem.}$). Este evident că suma acestor trei volume trebuie să fie egală cu volumul total al porilor existenți în rocă (P) :

$$V_a + V_{hv} + V_{h.rem} = P.$$

Considerăm că rezultatele analizei de fluide reprezintă cel mai sintetic rezultat al procesului de interpretare cantitativă. De aceea rezultatele obținute la sonda exemplificată sînt ilustrate grafic în partea dreaptă a figurii 8, sub forma unor bare așezate în dreptul fiecărui strat supus interpretării.

Lungimea acestor bare este egală cu porozitatea rocii, suprafețele interioare ale barelor marcînd diferit (corespunzător tabelei 1) prezența hidrocarburilor vehiculabile (posibil a fi recuperate), a hidrocarburilor remanente și a apei.

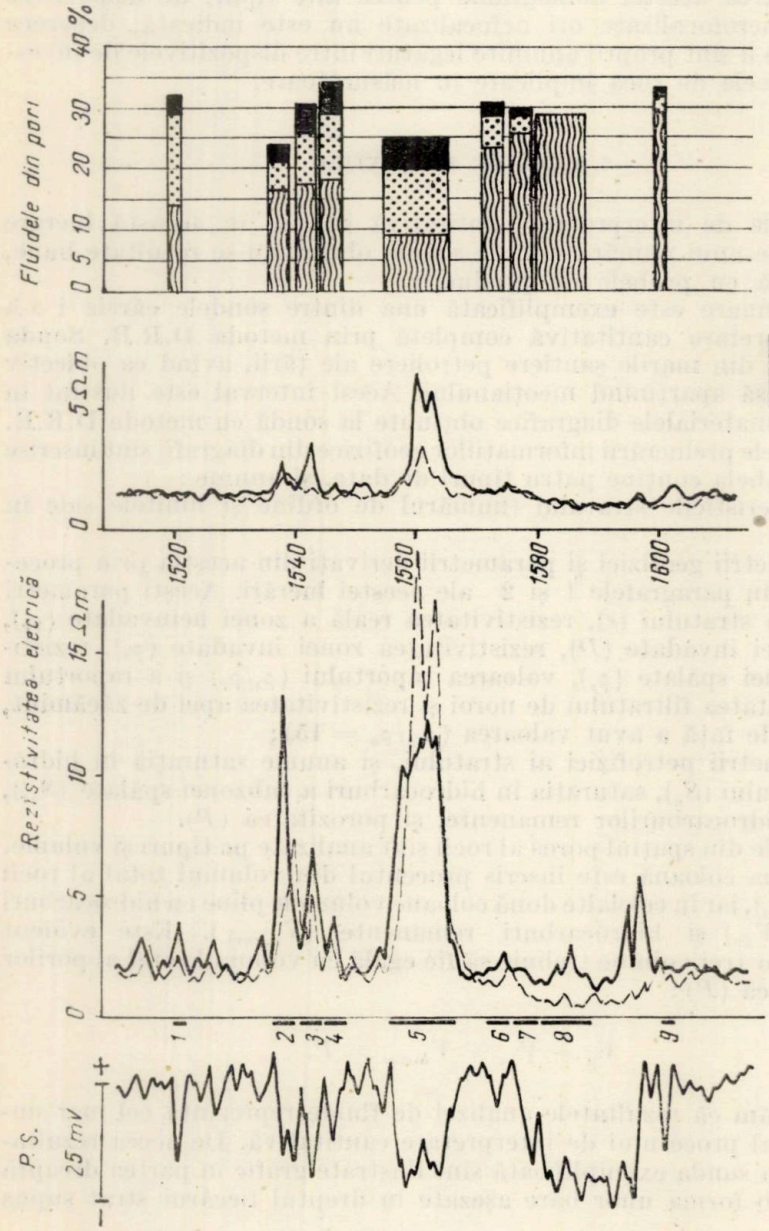


Fig. 8. — Exemplu ilustrînd înregistrările de sondă și rezultatele obținute prin aplicarea metodei prezentată în această lucrare.

Menționăm că, în cazul sondei exemplificate, pentru legătura dintre (F) și (P) a fost aleasă relația

$$P = 0{,}9\, F^{-1/2},$$

deoarece aceasta aproximează destul de bine relația Humble pentru cazul în care exponenții (m) și (n) au valoarea 2.

6. CONCLUZII

În ultimii 4 ani au fost înregistrate în țara noastră un număr mare de diagrafii D.R.R., cărora le lipsește însă o interpretare cantitativă de tipul celei prezentate în această lucrare.

De aceea procedeele de interpretare cantitativă expuse în această lucrare pot reprezenta un prețios ajutor inginerilor de la schelă sau proiectarea exploatării, care, dispunînd de materialele diagrafice D.R.R., doresc totodată să intre în posesiunea unor informații legate de valorile parametrilor petrofizici ai rocii.

Primit la redacție la 1 martie 1973

THE QUANTITATIVE INTERPRETATION OF THE LOGS OBTAINED BY THE D.R.R. METHOD

(*Abstract*)

This work presents a new technique for interpreting the logs obtained with the D.R.R (Determination of Rock Resistivity) method.

The input parameters of this method are the geophysical parameters obtained in the first step of the well log interpretation.

Using the method described in this paper, in the second step of the well log interpretation, rock porosity, fluid saturation as well as the pore space movable hydrocarbons are determined

The last part of the paper is devoted to the application of the method herein presented to the logs belonging to one of the wells drilled in a pliocene sand-shale sequence of a big Romanian oil field.

BIBLIOGRAFIE

1. Negoiță, V., Brevet R.S. România 51504, 1967.
2. Negoiță, V., Brevet Rép. Française 1560652, febr. 1969.
3. Negoiță, V., Petrol și gaze, **22**, *8*, 455 (1971).
4. Negoiță, V., Petrol și gaze, **18**, *6*, 300 (1967).
5. Negoiță, V., Rev. roum. géol. géophys. géogr., Série géophys., **16**, *2*, 231 (1972).

CONTRIBUȚIA DIAGRAFIEI GEOFIZICE LA INVESTIGAREA SULFURILOR COMPLEXE DIN FORAJELE DE EXPLORARE

DE

S. GH. IORDACHE

Întreprinderea de foraj și lucrări geologice speciale, Bd. Nicolae Bălcescu nr. 26

1. INTRODUCERE

Tehnica investigării geologice a sulfurilor complexe prin foraje cuprinde utilizarea celor mai adecvate metode de cercetare în vederea cunoașterii cantitative și calitative a elementului util, de a stabili coloana litologică traversată de foraj, de a stabili corelări și sinonimizări de strate, batimetria și grosimea lor, de a stabili o serie de elemente hidrogeologice, hidrotehnice sau microtectonice ș.a.

În toate aceste probleme cuprinse în tehnica de investigare, geofizica de sondă, prin gradul său de tehnicitate, aduce o contribuție substanțială, realizînd o cercetare cantitativă și calitativă continuă pe adîncimea forajului și chiar în pereții forajului, investigare care-i rămîne proprie deocamdată numai geofizicii de sondă.

Mai mult chiar, geofizica de sondă oferă o investigare complexă, care, prin interpretarea materialelor rezultate din înregistrare, obține date nu numai asupra mineralizației de sulfuri complexe de investigat, ci pune în evidență și alte eventuale mineralizații existente, astfel încît documentația tehnică respectivă să constituie un document posibil de interpretat și ulterior, pentru alte scopuri tehnice, nemaifiind necesară resăparea altor foraje.

Dealtfel, așa cum va rezulta și din materialul prezentat, se dovedește că geofizica este instrumentul cel mai corespunzător activității geologice de explorare prin foraje și prin intermediul căruia se mărește sfera de investigare în peretele forajelor de la 5—6 cm pînă la 50—60 cm.

În astfel de condiții, investigarea geofizică mărește gradul de eficacitate și de obiectivitate a explorărilor, mărește economicitatea lucrărilor de explorare și scurtează termenele de investigare.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 11, NR. 2. P. 343—358 BUCUREȘTI, 1973

2. CÎTEVA CONSIDERAȚII GEOCHIMICE LEGATE DE UNELE ASPECTE FIZICE ALE SULFURILOR COMPLEXE

Sulfurile complexe, prin existența lor, cuprind o gamă foarte largă de sulfuri de Cu, Fe, Pb, Zn, Ag ș.a.

Drept element principal de investigat în cadrul acestor sulfuri este cuprul și numai în cazuri speciale alte elemente. De aceea identificarea geofizică a parametrilor fizici specifici sulfurilor complexe poate fi realizată numai prin urmărirea unor aspecte geochimice privind apariția lor în natură, legate atît de existența cuprului, cît și de a elementelor lor componente : Fe, Ag, Mn, V, Ni, Co ș.a.

Astfel, din punct de vedere geochimic, cuprul este calcofil, cu ușoară tendință hidrofilă. Ca element calcofil, cuprul arată o afinitate puternică pentru sulf. Această caracteristică face ca cuprul să fie găsit alături și de alte metale cu afinitate pentru sulf, cum ar fi Ni, Co, Fe, Ag.

Datorită acestor caracteristici naturale, cuprul se găsește prezent sub formă de calcopirită ($CuFeS_2$), alături de pirotină, în roci magmatice și numai o mică parte se găsește sub formă de bornit ($Cu_5Fe_2S_4$) și cubanit ($CuFe_2S_3$).

În depozitele hidrotermale, cuprul apare ca un constituent a multor sulfuri și sulfosăruri, împreună cu argint, germaniu, staniu, plumb, fier, nichel, cobalt și alte metale [12].

În condițiile de explorare prin foraje se creează condiții suficiente pentru ca sulfurile de cupru și fier să fie descompuse, cuprul să treacă în soluție sub formă de sulfat cupric stabil, în timp ce sulfatul feros să se oxideze destul de rapid și să formeze acid sulfuric și hidroxid feric astfel :

$$CuFeS_2 + 4O_2 \rightarrow CuSO_4 + FeSO_4$$

iar

$$4\,FeSO_4 + 10\,H_2O + O_2 \rightarrow 4\,H_2SO_4 + 4\,Fe(OH)_3$$

Hidroxidul feric se disociază parțial astfel :

$$Fe(OH)_3 \rightleftarrows Fe^{3+} + 3(OH)^-$$

În felul acesta, hidroxidul feric formează cu ușurință soluții coloidale, care se găsesc interpuse frecvent în cele mai diverse tipuri de minereuri de cupru hidrotermale și magmatice în special în zonele de contact dintre rocile silicatice și rocile carbonatice în minereul de scarn și care, prin prezența fierului trivalent-magnetic, stabilește o caracteristică geofizică specifică mineralizațiilor cuprifere.

De asemenea, cînd în mineralizațiile de sulfuri complexe de origine magmatică sau hidrotermală apar și sulfurile de fier prin oxidare, iau naștere de asemenea sulfat feros și acid sulfuric [12] :

$$2FeS_2 + 2H_2O + 7O_2 \rightarrow 2FeSO_4 + 2H_2SO_4$$

Astfel, sulfatul feros instabil și acidul sulfuric, în prezența oxigenului, reacționează, dînd sulfat feric, care este hidrolizat în hidroxid feric :

$$4SO_4Fe + 3H_2SO_4 + O_2 \rightarrow 2Fe_2(SO_4)_3 + 3H_2O$$

$$Fe_2(SO_4)_3 + 6H_2O \rightarrow 2Fe(OH)_3 + 3H_2SO_4$$

Prin disocierea parțială a hidroxidului feric se obține

$$Fe(OH)_3 \rightleftarrows Fe^{3+} + 3(OH)^-$$

care de asemenea, prin prezența fierului trivalent, va forma soluții coloidale cu valori ale susceptibilității sale magnetice suficient de mari pentru a constitui o caracteristică geofizică specifică complexului mineralogic în care este localizat.

O confirmare a acestor date stabilite teoretic privind asociațiile naturale dintre Cu și Fe^{3+} din mineralizațiile de sulfuri complexe este confirmată și de analizele de laborator verificate pentru cîteva tipuri de mineralizații din R.S. România. Astfel :

a) pentru mineralizațiile de tip Fl_1 — Moldova Nouă, cîteva probe medii ar confirma un raport al dependenței $Cu/Fe^{3+} = 0{,}041$. În general, raportul Cu/Fe pentru acest perimetru variază între limitele 0,3 și 0,0178 (fig. 1) ;

b) în cazul mineralizațiilor de tip Vd_2 — Moldova Nouă, raportul de dependență Cu/Fe^{3+} este de ordinul a 0,052 % (fig. 2) ;

c) pentru mineralizațiile de tip Bozovici, raportul de dependență Cu/Fe^{3+} este foarte redus, totuși este important de evidențiat existența asociației Cu/Fe^{3+}. Raportul Cu/Fe^{3+} pentru aceste mineralizații se situează, în general, sub 0,051 (fig. 3);

d) o asociație evidentă $Cu—Fe^{3+}$ se poate urmări și în mineralizațiile de sulfuri de tip Sasca Montană. Raportul de dependența Cu/Fe^{3+} variază între limitele de 1,04 și 0,041 și cu o valoare medie corespunzătoare unei analize din faza-pilot de cca 0,178 (fig. 4).

Așa cum rezultă din cazurile analizate, fierul trivalent poate constitui un element fizic specific mineralzațiilor de sulfuri complexe.

★

De asemenea, în natură cuprul se găsește asociat și cu argintul ca elemente sulfofile combinate în diferite sulfuri, sulfosăruri și telururi, împreună cu germaniu, staniu și plumb.

Este știut dealtfel că argintul predomină ca existență în elementele metalifere și în majoritatea sulfurilor și sulfosărurilor din filoanele hidrotermale. În acest scop, literatura chiar precizează că, într-un zăcămînt de sulfuri complexe formate din calcopirită și pirotină, argintul apare ca element secundar în calcopirită [12].

Lunde [10] a menționat 11,5 g/t Ag în calcopirita de la Knaben (Norvegia) și 4 g/t în pirotina asociată acesteia. De asemenea, Joensun (1948) stabilește pe baza a 79 de probe de calcopirită din diferite roci magmatice și metamorfice din Finlanda conținuturi medii de Ag de 0,02 %.

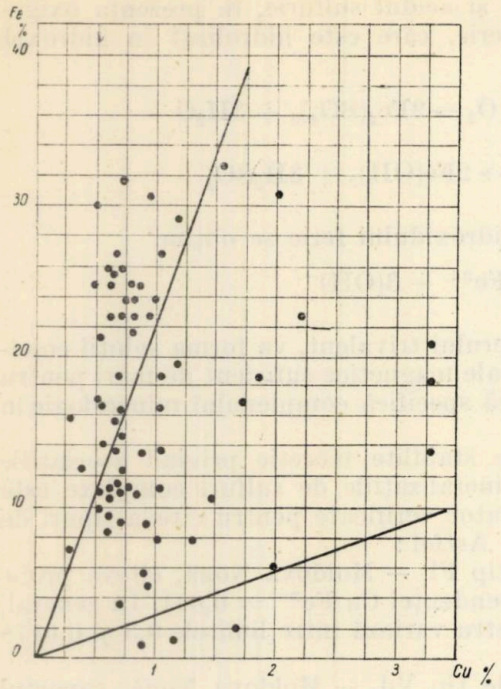


Fig. 1. — Graficul de dependenţă Cu/Fe^{+3} pentru mineralizaţiile de tip Fl_1 — Moldova Nouă.

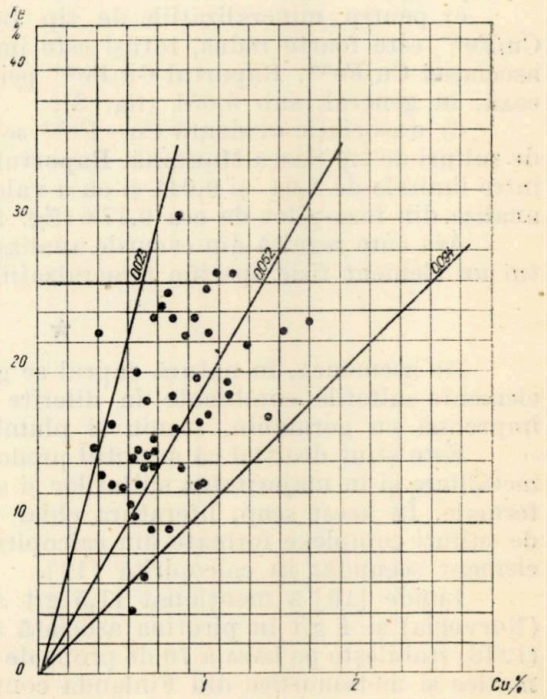
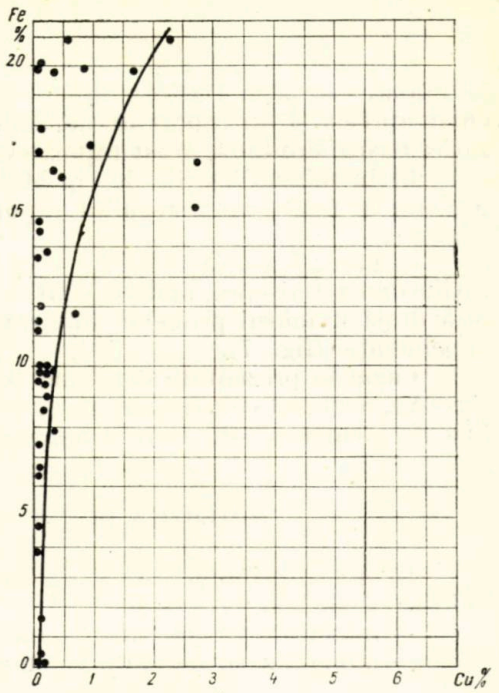


Fig. 2. — Graficul de dependenţă Cu/Fe^{+3} pentru mineralizaţiile de tip Vd_2 — Moldova Nouă.

Fig. 3. — Graficul de dependenţă Cu/Fe^{+3} pentru mineralizaţiile de tip Bozovici.



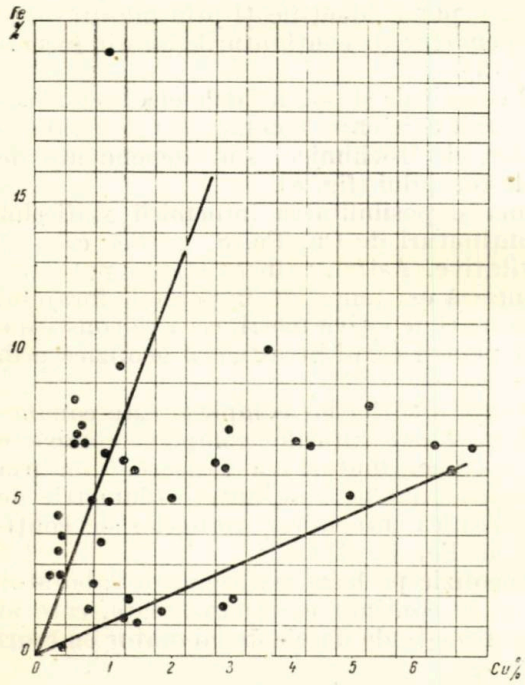


Fig. 4. — Graficul de dependenţă Cu/Fe^{+3} pentru mineralizaţiile de tip Sasca Montană.

Existența conținuturilor de argint din mineralizațiile de sulfuri complexe au fost verificate și pe cîteva mineralizații din țara noastră. Astfel:

a) pentru cazul mineralizațiilor de sulfuri complexe de tip Sasca Montană, asociația Cu—Ag apare evidențiată și, mai mult, putîndu-se chiar aprecia și un raport de dependență Cu/Ag. Pentru cazul mineralizației Sasca Montană, acest raport este de ordinul a 0,075 (fig. 5);

b) în mineralizațiile de tip Moldova Nouă — Florimunda, printr-o probare în faza-pilot a rezultat raportul de dependență Cu/Ag de 0,025 (fig. 6);

c) aceeași asociație de Cu—Ag a putut fi urmărită și în mineralizațiile de tip Băișoara, unde se poate vedea de asemenea asociația Cu—Ag, însă după numărul probelor analizate nu poate fi stabilit un raport de dependență (fig. 7).

Cazurile prezentate confirmă totuși asociația naturală permanentă Cu—Ag, argintul constituind, ca și în cazul fierului trivalent, un element fizic de asemenea caracteristic mineralizațiilor de sulfuri complexe.

3. TEHNICA DE INVESTIGARE GEOFIZICĂ

În investigarea geofizică a mineralizațiilor de sulfuri complexe trebuie să deosebim:

— mineralizații de sulfuri complexe compacte;

— mineralizații de sulfuri complexe diseminate.

3.1. Mineralizațiile de sulfuri complexe compacte își fac prezența prin mai mulți parametri fizici, care pot fi identificați prin măsurătorile geofizice și ale căror valori sînt dependente de conținuturile lor din formațiile traversate [2], [4], [11], [13].

Unul din acești parametri îl constituie și potențialele electrice naturale care le sînt caracteristice, datorită existenței fenomenelor de oxidoreducere, și care, conform relațiilor electrochimice, sînt dependente de conținutul de element din peretele forajului (fig. 8).

Această dependență confirmă și posibilitatea întocmirii graficelor de conținut: potențiale PS — conținuturi de Cu, Fe, S, grafice care să fie folosite în interpretările cantitative. Astfel, prin existența potențialelor electrochimice (PS) se evidențiază existența lor în peretele forajului chiar pentru cazul adîncimilor mai mari de cîțiva metri, ceea ce constituie o caracteristică foarte importantă pentru cazul investigării geofizice prin foraje.

O altă caracteristică importantă a sulfurilor complexe este conductibilitatea electrică, în special pentru cazul sulfurilor complexe compacte și al sulfurilor complexe diseminate cu conținuturi mai ridicate. Cum însă rezistivitatea electrică (ρ) este dependentă de conținutul volumetric de element metalifer, rezultă că se justifică întocmirea graficelor de conținuturi: rezistivitate — conținut în Fe, S și Cu.

Pentru intervale măsurate geofizic pe baza analizelor de laborator s-au întocmit și graficele statistice de conținut corespunzătoare, care în determinările ulterioare au fost confirmate de datele de laborator cu erori foarte reduse (fig. 9).

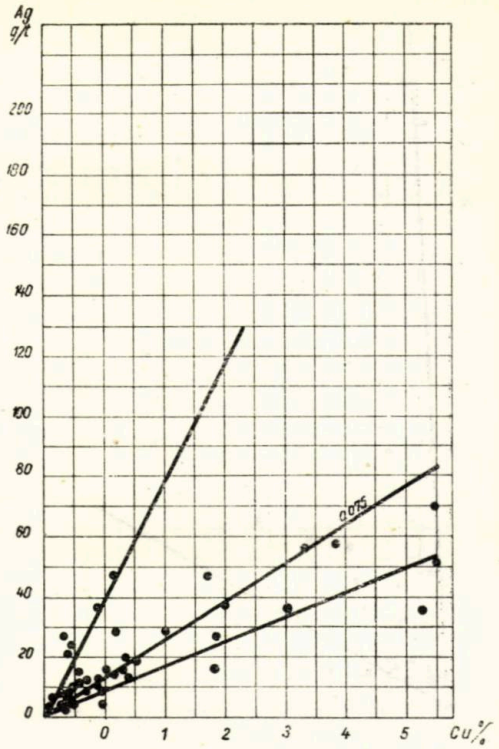


Fig. 5. — Graficul de dependenţă Cu/Ag pentru mineralizaţiile de tip Sasca Montană.

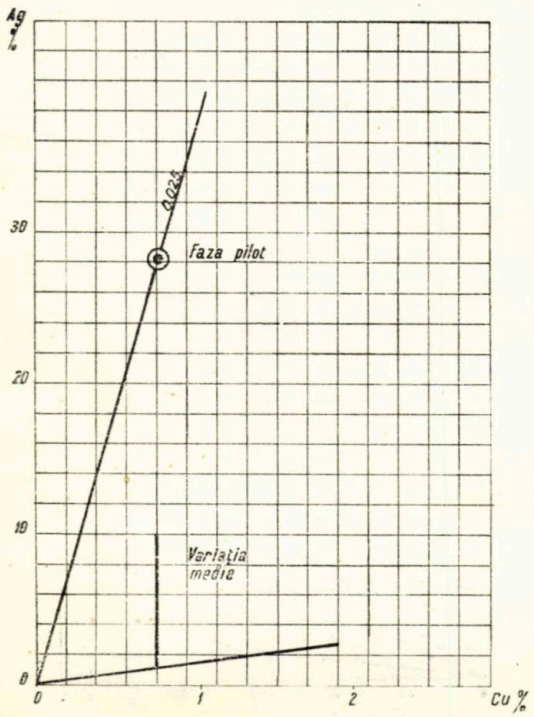


Fig. 6. — Graficul de dependenţă Cu/Ag pentru mineralizaţiile de tip F1 — Moldova Nouă.

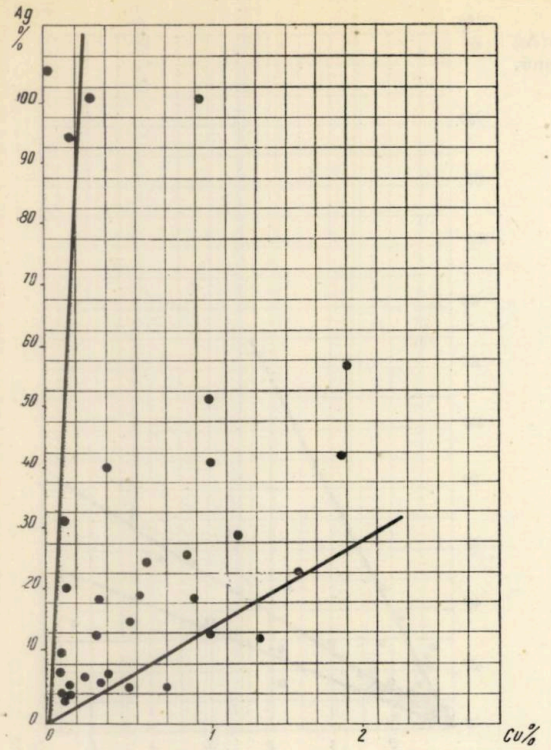


Fig. 7. — Graficul de dependență Cu/Ag pentru mineralizațiile de tip Băișoara.

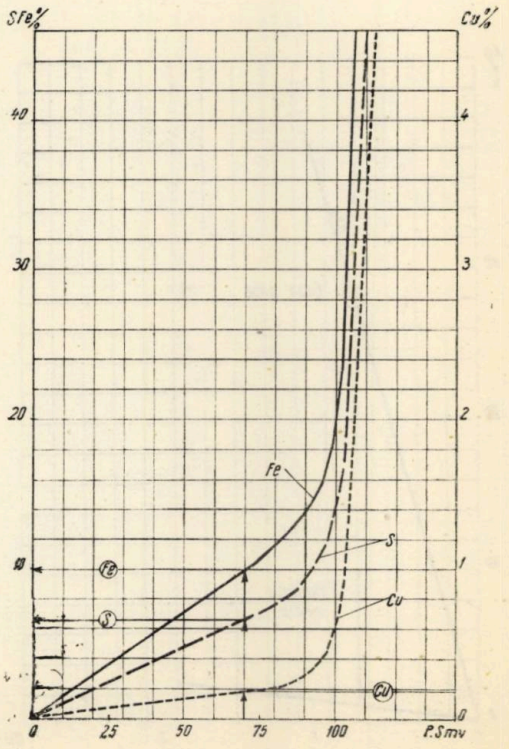


Fig. 8. — Graficul de conținut în Cu, S și Fe funcție de potențialele electrice naturale.

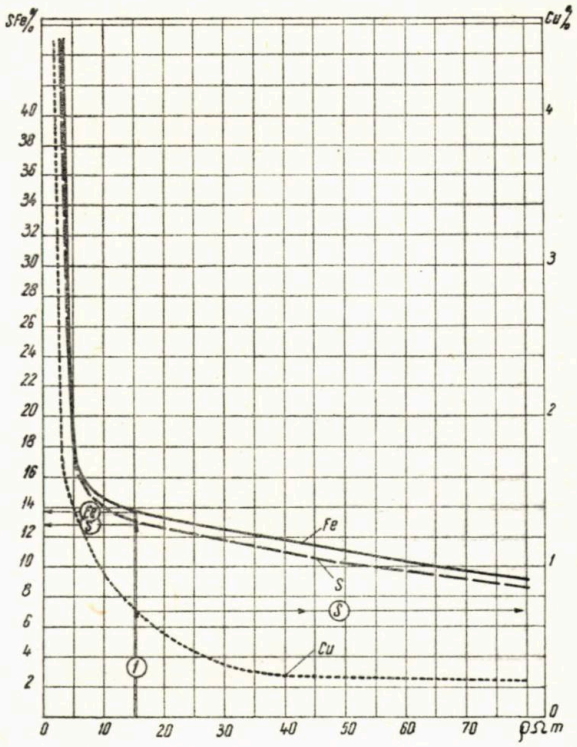


Fig. 9. — Graficul de conținut în Cu, S și Fe funcție de rezistivitățile electrice.

După cum rezultă din graficul de conținut, scăderea rezistivității electrice sub 10 ohmimetri corespunde unei creșteri pronunțate a conținutului metalic. Pentru valori ale rezistivităților mai mari de 10 ohmimetri, conținuturile cresc foarte lent; totuși, din grafic mai rezultă că pentru conținuturi mai mici de 9 % Fe, 8,6 % S și 0,3 % Cu valorile rezistivităților devin mai puțin eficiente în interpretarea sulfurilor complexe și mai ales pentru cazul sulfurilor complexe diseminate.

Un alt parametru fizic care caracterizează mineralizațiile de sulfuri complexe sînt și radioactivitățile naturale. Cum, în general, aceste mineralizații se formează ulterior mineralizațiilor elementelor radioactive, nivelul radioactivităților naturale ale intervalelor mineralizate sînt foarte reduse; mai mult chiar, în cazul mineralizațiilor de sulfuri complexe compacte se observă o variație indirectă a valorilor radioactivităților gama cu creșterea conținuturilor, caracteristică ce stă la baza întocmirii graficului de conținut : radioactivitate naturală—conținut de Fe, S și Cu (fig. 10).

Dar mineralizațiile de sulfuri complexe se mai caracterizează și prin structura lor compactă, respectiv printr-o greutate specifică mare 4—7 g/cm^3 față de 2—3 g/cm^3, a rocilor adiacente.

În astfel de condiții, măsurătorile densitive (gama-gama) evidențiază în mod foarte distinct prezența, grosimea, variația în conținut pe verticală, intercalațiile de steril și forma lor de depunere. Mai mult chiar, graficele statistice de conținut prezintă o dependență exponențială între intensitățile (I gama-gama) măsurate și conținuturile procentuale de Cu, Fe și S (fig. 11).

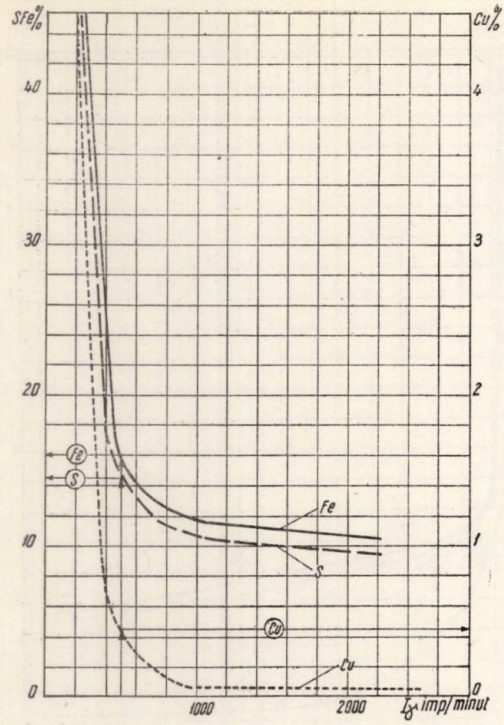


Fig. 10. — Graficul de conţinut în Cu, Fe şi S funcţie de valorile radioactivităţilor naturale.

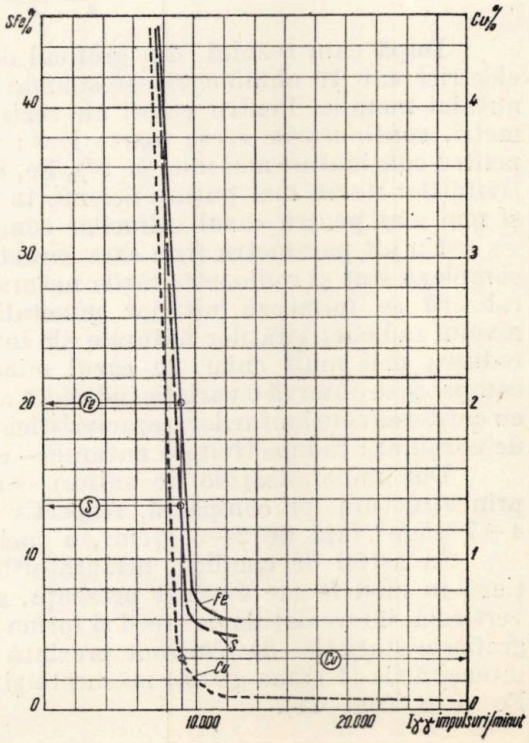


Fig. 11. — Graficul de conţinut în Cu, S şi Fe funcţie de valorile intensităţilor gama—gama

3.2. În cazul sulfurilor complexe diseminate conținute în rocile cu porozități foarte reduse ($P<3\%$), fenomenele de oxidare fiind foarte reduse, valorile potențialelor electrice naturale ce iau naștere sînt mult prea mici pentru a fi evidențiate.

Mai mult chiar, creșterea porozităților și a permeabilităților în rocile hidrotermalizate, colportoare de mineralizații de sulfuri complexe diseminate, pot da naștere și la fenomene de electrodifuzie, care ar conduce la anularea potențialelor electrice naturale rezultate prin fenomenele de oxidoreducere. În consecință, măsurarea potențialelor electrice naturale în cazul mineralizațiilor de sulfuri complexe diseminate nu contribuie la investigarea geofizică a existenței lor.

Măsurătorile electrice normale, de asemenea, permit doar stabilirea conductibilității, respectiv a rezistivității rocilor în funcție de repartiția elementelor conductive în masa elementelor izolatoare, astfel că măsurătorile electrice efectuate permit interpretarea naturii fizice și chimice a formațiunii, a conținutului în elemente conductive, a naturii atomice ș.a. numai pentru cazul mineralizațiilor cu conținuturi importante de sulfuri complexe. De asemenea ele pot evidenția unele aspecte de tectonică, hidrogeologie și hidrotehnică a intervalelor investigate.

Pentru rezistivitățile (ρ) ale formațiunilor litologice cu mineralizații diseminate, conform teoriei „umplerilor succesive", elaborată de A.S. Semenov [13] pentru cazul general admis cînd roca cuprinde granule sferice cu conținuturi medii de 0,5% de mineralizații diseminate, rezistivitatea (ρ_a) a materialului care umple volumele din rocă devine

$$\rho_a = 0{,}7788\ \rho,$$

unde $\rho = 0{,}05 \ldots 200\ \Omega m$, fiind limitele de rezistivitate ale formațiilor colportoare de mineralizații.

Rezultă că, cu o variație medie de 0,7788 a valorilor rezistivităților electrice înregistrate, diagrafia electrică nu reprezintă valori semnificative care să contribuie la evidențierea intervalelor cu mineralizații de sulfuri complexe diseminate.

În cazul măsurătorilor radiactivităților naturale, principiul de bază în utilizarea lor constă în faptul că fiecare tip de rocă, funcție de vîrstă, condiții geochimice și petrografice, posedă conținuturi specifice de elemente radioactive [2, 14].

Din punct de vedere geochimic, mineralizațiile de sulfuri complexe formîndu-se ulterior rocii, în conținuturi foarte reduse (cca 0,5—1%) și în general lipsite de conținuturi de elemtente radioactive [12], valorile radioactivităților naturale ale rocii purtătoare de mineralizații vor predomina valorile totale a radioactivității gama înregistrate în dreptul intervalului mineralizat.

Numai printr-o creștere pronunțată a conținuturilor, respectiv a volumelor de mineralizații din cuprinsul rocii purtătoare ar putea conduce la o diminuare a valorilor radioactivităților gama naturale, ceea ce nu poate fi realizat în cazul sulfurilor complexe diseminate.

O situație similară poate fi întîlnită și în cazul măsurătorilor densitive și chiar neutronice, unde prezența mineralizațiilor de sulfuri complexe diseminate în conținuturi de 0,5—1% nu schimbă caracteristicile fizice

ale rocii în mod semnificativ pentru a putea fi interpretate [2], [3], [4].

Deşi literatura de specialitate consemnează o oarecare dependenţă a fluxurilor de neutroni de legăturile chimice ale reţelelor cristaline, corespunzător energiilor foarte reduse ale neutronilor, pentru sulfurile complexe diseminate aceste fenomene n-au fost sesizate, mai ales că pentru conţinuturile diseminate de 0,5—1% aceste fenomene nu pot fi importante.

Necesitatea identificării geofizice a sulfurilor complexe diseminate direct în peretele forajului impune alegerea altor parametri geofizici, prin intermediul cărora în mod direct sau indirect să determine cantitativ şi calitativ existenţa lor.

În consecinţă, o evidenţiere a intervalelor cu mineralizaţii de sulfuri complexe diseminate se realizează numai prin intermediul metodelor geofizice indirecte de stabilire a unor conţinuturi de elemente secundare sulfurilor complexe diseminate (Ag, Mn, Fe^{+3} ş.a.), care, pe baza caracteristicilor lor fizice reprezentate prin radioactivităţile gama ale izotopilor de viaţă scurtă ale argintului ($Ag^{108} + Ag^{110}$) şi prin susceptibilităţile magnetice ale fierului trivalent (Fe^{+3}), pot evidenţia geofizic conţinutul procentual al sulfurilor complexe diseminate din rocă.

Metodele de evidenţiere a acestor elemente sînt metodele de activare ale Ag, Mn, Ge, V. ş.a. [4], [5], [6], [7], [8]. Astfel, prin evidenţierea intensităţilor gama create prin activare se restabileşte procentual conţinutul în elementul al cărui izotop a fost format şi faţă de care, pe baza raportului dintre elementul principal de investigat şi elementul secundar evidenţiat prin diagrafie, se stabileşte conţinutul procentual al mineralizaţiei [7], [8] (fig. 12).

Dintre metodele indirecte care se mai aplică în investigarea sulfurilor complexe diseminate este şi metoda magnetică [9] de evidenţiere continuă a variaţiei conţinutului de fier trivalent din peretele forajului (fig. 13).

Cum fierul trivalent constituie un element genetic secundar, pentru majoritatea mineralizaţiilor de sulfuri complexe determinarea existenţei lui constituie un alt parametru care să confirme şi să contribuie la evidenţierile şi evaluările cantitative şi calitative ale sulfurilor complexe diseminate.

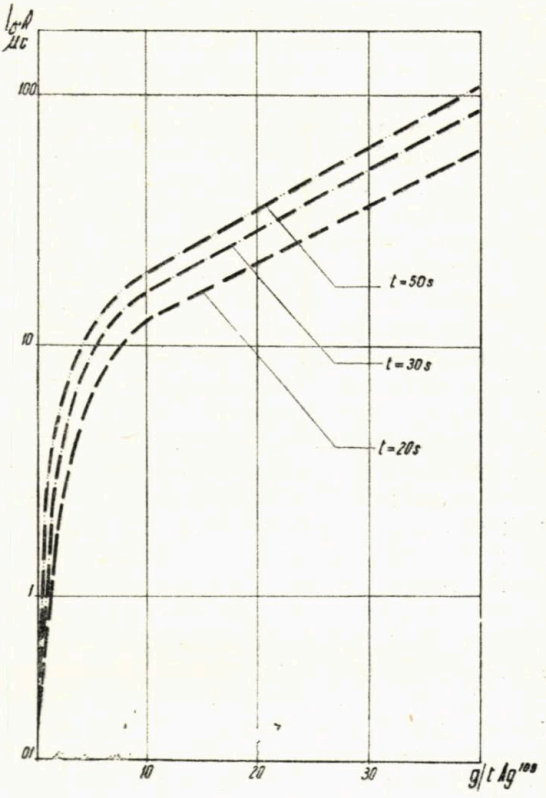
4. APLICAŢII DE TEREN

O exemplificare a eficienţei măsurătorilor geofizice clasice privind evidenţierea mineralizaţiilor de sulfuri complexe compacte se prezintă în diagrafia geofizică a forajului A—1982 Altîn — Tepe (fig. 14).

Valorile pozitive importante ale potenţialelor electrice naturale, rezistivităţile electrice de valori minime, valorile radioactivităţilor naturale reduse şi valorile ridicate ale densităţilor pentru aceleaşi intervale mineralizate contribuie la determinarea cantitativă şi calitativă a mineralizaţiilor interceptate de foraj pe intervalul 550—561,50 şi 564—582 m.

Aşa cum rezultă şi din diagrafia prezentată, intervalele mineralizate sînt compacte, însă conţinuturile mineralogice prezintă variaţii importante, şi aceasta în special cu referire la conţinuturile de Fe^{+3}, elemente

Fig. 12. — Graficul de conţinut de Ag funcţie de intensitatea gama rezultată prin activarea Ag.



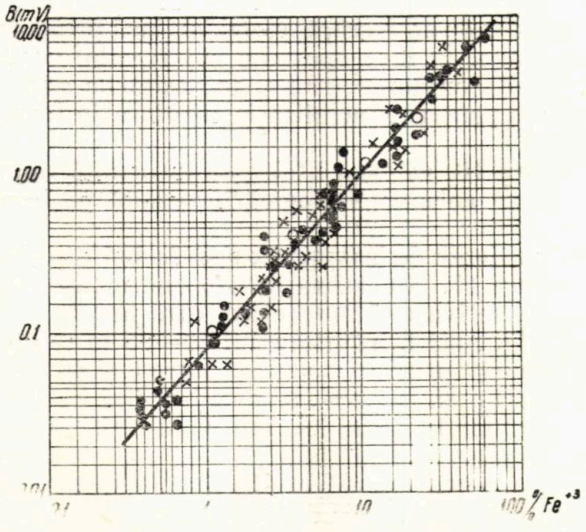


Fig. 13. — Graficul de conţinut de Fe^{+3} funcţie de valorile intensităţilor măsurate.

dealtfel confirmate de variațiile largi ale intensităților magnetice. În cazul de față, aceste conținuturi variază în limite de la 1—2% pînă la 35% Fe^{+3}, chiar în cadrul aceluiași interval cu mineralizații compacte. Dar în aceeași diagrafie, la adîncimea de 551 m, 555 m, ca și la 561, 50 m, apar pregnant evidențiate tectonizări ale rocii cu viituri de ape.

În mod similar se observă o tectonizare în culcușul intervalului al II-lea la contactul mineralizație — șisturi, 582 m.

În ceea ce privește conținuturile pe elemente și adîncimi, se stabilesc conform graficelor de conținuturi prezentate mai sus (fig. 8, 9, 10 și 11).

Important de remarcat este faptul că în aceeași diagrafie se profilează foarte slab și existența unor mineralizații diseminate în intervalul 531, 80—536,50 m, cu conținuturi reduse, și unde înregistrările magnetice nu evidențiază prezența fierului trivalent în șisturi. De astă dată, înregistrarea magnetică stabilește că mineralizația diseminată reprezintă un alt tip de mineralizații și de forma diseminată cu conținuturi de Fe^{+3} sub 0,5%, mineralizație dealtfel recunoscută și în exploatarea minieră din apropiere ca fiind o mineralizație de tip diferit decît cea în exploatare.

O exemplificare similară a eficienței măsurătorilor geofizice privind evidențierea mineralizațiilor de sulfuri metalice compacte se prezintă și în diagrafia forajului B—7982 Altîn-Tepe (fig. 15). De astă dată, mineralizația, în conținuturi mai reduse, este pusă în evidență și printr-o înregistrare de curent. În schimb, înregistrarea magnetică nu mai evidențiază conținuturile importante de Fe^{+3}, ceea ce confirmă că corpul de minereu interceptat este diferit de cel interceptat de forajele anterioare [1].

În cazul mineralizațiilor de sulfuri complexe diseminate, de asemenea pot fi evidențiate rezultate importante, dar obținute numai prin aplicarea metodelor de activare și magnetice și ale căror condiții de aplicare au fost analizate în capitolele anterioare. Astfel, în forajul C—38 Sasca Montană (fig. 16), mineralizațiile de sulfuri complexe diseminate, cuprinse la contactul dintre scarne și banatite sau în scarne, nu pot fi evidențiate decît prin măsurătorile magnetice, care evidențiază conținuturile de Fe^{+3}, și prin măsurătorile de activare, care evidențiază prezența $Ag^{108+110}$ din intervalele mineralizate. În mod sporadic pot fi valorificate și potențialele electrice naturale de oxidoreducere și intensitățile gama-gama, dar în cazul de față numai pentru mineralizația cuprinsă în intervalul 120—130 m.

După cum rezultă din figura 16, coloana litologică întocmită după datele geofizice este confirmată de coloana litologică întocmită pe baza probelor de sapă.

O exemplificare mult mai evidentă de investigare a sulfurilor complexe diseminată se prezintă în figura 17. Mineralizațiile fin diseminate sînt identificate prin măsurătorile de activare și magnetice, care pun în evidență conținuturile de Ag și Fe^{+3}. Astfel, în intervalul 80—85 m se evidențiază existența argintului în conținuturi care variază între 5 și 40 ppm și a fierului trivalent în conținuturi pînă la 0,5%, ceea ce justifică indirect prezența sulfurilor complexe diseminate. Dealtfel, intervalul mineralizat a fost stabilit și prin probele de sapă în limitele 82,20—86 m.

Din aceeași interpretare mai rezultă că mineralizații diseminate mai pot fi evidențiate și în intervalele 75,30—76,35 m, 96—97,20 m și104,20—105 m, cu conținuturi reduse de Ag și Fe^{+3}. Mineralizațiile acestor inter-

vale în conținuturi reduse sau care se găsesc mai depărtate de peretele forajului nu au putut fi puse în evidență și de probele de sapă.

O situație similară se întîlnește și în diagrafia forajului prezentat în figura 18.

Prin utilizarea posibilităților unice de interpretare a elementelor utile, diagrafia de activare și cea magnetică stabilesc existența mineralizațiilor de sulfuri complexe diseminate prin prezența Ag și Fe^{+3} în intervalele 160,30—166, 172,50—181,60 m, fiecare cuprinzînd cîteva intervale de steril, apoi intervalele 213,50—214,50, 218—219,40, 230—234 și 238—240 m.

După cum rezultă și din diagrafia prezentată (fig. 18), ca și din figura 17, numai prin diagrafia magnetică și prin cea de activare pot fi determinate mineralizațiile de sulfuri complexe diseminate în peretele forajelor, restul diagrafiilor executate fiind necesare stabilirii altor date : petrografice, mineralogice, litologice, microtectonice etc., necesare documentațiilor geologice.

5. CONCLUZII

Analizarea succintă a condițiilor de existență a mineralizațiilor de sulfuri complexe din roci stabilește pentru majoritatea cazurilor coexistența geochimică dintre elementele principale de investigat și elementele secundare Ag și Fe^{+3}.

Dacă în cazul sulfurilor complexe compacte elementele metalice transformă caracteristicile fizice ale intervalelor mineralizate, corespunzător conținuturilor lor procentuale existente în roca colportoare, în cazul mineralizațiilor diseminate le rămîne caracteristic doar prezența Ag și a Fe^{+3}.

Din aplicațiile practice se confirmă că :

a) sulfurile complexe compacte, prin conținuturile lor metalice importante, pot fi evidențiate direct prin diagrafia electrică și radioactivă curentă, așa cum dealtfel precizează și literatura de specialitate [2], [3], [4], [11];

b) sulfurile complexe diseminate, prin conținuturile lor reduse din masa rocii colportoare, pot fi evidențiate numai prin diagrafie de activare neutronică și diagrafia magnetică. metode actuale de investigare și posibile de aplicat în acest domeniu în R. S. România.

Primit la redacție la 30 noiembrie 1972

THE CONTRIBUTION OF THE GEOPHYSICAL LOG TO THE INVESTIGATION OF THE COMPLEX SULPHIDE ORE BY EXPLORATORY DRILLING

(*Abstract*)

The work presents a method of geophysical investigation of the complex sulphide ore explored by core drilling.

Thus, beginning with some geochemical considerations, there are stated the necessary technical elements, on which the geophysical research method proposed is based.

The geochemical dependences studied as well as the statistic data resulting from the geophysical records, are the basic elements for the plotting of the quantitative and qualitative interpretation graphs.

Furtheron, the work presents a lot of practical applications of the method through which are exemplified the soundness of the theoretical considerations as well as the economic efficiency of the method.

BIBLIOGRAFIE

1. Bacalu, V., S. Iordache, Gh. Boţoman, *Cercetări geologice şi geofizice în zona de SE a minei Altîn Tepe*, Sesiunea de comunicări geologice şi tehnice din 7—9 martie 1968, IGEX—CSG, Bucureşti, vol. I.
2. Dahnov, V.N., *Interpretarea rezultatelor cercetărilor geofizice a profilelor de sondă*, Bucureşti, Edit. tehnică, 1961.
3. Homilius, J., S. Lorch, *On the Theory of Gamma Ray Scattering in Boreholes*, Geophysycal Prospecting, **IV**, 342—364 (1959).
4. Iordache, S., *Contribuţia metodelor radioactive la cercetarea substanţelor minerale utile*, Tehnica nucleară, *7* (1963).
5. Iordache, S., *Metodă geofizică de determinare a mineralizaţiilor auro-argentifere*, Brevet invenţie 46280/6 aprilie 1963.
6. Iordache, S., *Metodă geofizică nucleară de determinare a stratelor de cărbuni*, Brevet invenţie 42623/1966, Clasificare internaţională H 05 d.
7. Iordache, S., *Cercetarea mineralizaţiilor auro-argentifere prin metode geofizice de sondă*, St. cerc. geol. geofiz. geogr., **5**, *2*, 289—303 (1967).
8. Iordache, S., *Metodă şi dispozitiv pentru investigarea găurilor de sondă*, Brevet invenţie nr. 49336/1968.
9. Iordache, S., R. Velcescu, *Măsurători magnetice utilizate în exploatarea minereurilor prin foraje*, St. cerc. geol. geofiz. geogr., seria geofizică, **5**, *1*, 155—161 (1967).
10. Lunde, G., *Über das Vorkommen des Platins in norwegischen Gesteinen und Mineralen*, Z. anorg. algem. Chem., **161**, *1* (1927).
11. Ocicur, A.P., *Karotaj plotnosti. Voprosi rudnoi gheofiziki*, Sbornik statei, I, Moskva, Geosgeoltechnizdat, 1957, p. 62—68.
12. Sahama, Th. G., K. Rankama, *Geochimia*, Bucureşti, Edit. tehnică, 1970, cap. 4, 33, 36, 37.
13. Semenov, A.S., *Vlieanie strukturî na udelinoe soprotirlenie agregatov*, Materiali VNIGRI, Geofizica, sb. 12, Gosgheolizdat, 1948.
14. Socolescu, M., S. Iordache, Gh. Mirică, *Prospecţiuni radiometrice utilizate în interpretări geologice*, Revista minelor, *12* (1958).

REVISTE PUBLICATE ÎN EDITURA ACADEMIEI
REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE

- SERIA GEOLOGIE
- SERIA GEOFIZICĂ
- SERIA GEOGRAFIE

REVUE ROUMAINE DE GÉOLOGIE, GÉOPHYSIQUE ET GÉOGRAPHIE

- SÉRIE DE GÉOLOGIE
- SERIE DE GÉOPHYSIQUE
- SÉRIE DE GÉOGRAPHIE

REVISTA
STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE, SERIA GEOFIZICĂ

publică studii şi cercetări originale, lucrări de disertaţie şi de ansamblu, comunicări şi note din domeniile:

- geomagnetism şi prospecţiuni magnetice,
- gravimetrice,
- seismologie şi prospecţiuni seismice,
- fizica atmosferei şi ionosferei,
- electrometrie.

Manuscrisele se vor preda în două exemplare dactilografiate la două rînduri, iar formulele vor fi scrise clar şi citeţ cu cerneală, specificîndu-se pe margine sau prin sublinieri de diferite culori caracterele de literă sau semnele speciale. Fiecare exemplar va fi însoţit de figurile şi de graficele care se vor desena în tuş pe hîrtie de calc, de exemplificaţia figurilor, de tabele şi bibliografie. Indicaţiile bibliografice se vor da în următoarea ordine: numele complet al autorului, titlul revistei, volumul, pagina, anul (între paranteze). Pentru cărţi se vor da titlul integral, editura, locul şi anul de apariţii.

1874 MAR 26

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

I. GAVĂT, R. BOTEZATU, M. VISARION, **Interpretarea geologică a prospecţiunilor geofizice**, 1973, 574 p., 393 fig., 41 lei.

O. CLICHICI, **Stratigrafia neogenului din estul Bazinului Şimleu**, 1973, 179 p., 51 fig., 24 pl., 14 lei.

EUGEN NICORICI, **Stratigrafia neogenului din sudul Bazinului Şimleu**, 1972, 159 p., 27 pl., 14,50 lei.

VASILE SENCU, **Peşterile Comarnic şi Popovăţ**, 1972, 47 p., 116 pl., 41 lei.

ION MAC, **Subcarpaţii transilvăneni dintre Mureş şi Olt. Studiu geomorfologic**, 1972, 156 p., 37 fig., 1 hartă color, 10,50 lei.

IOANA ŞTEFĂNESCU, **Subcarpaţii dintre Şuşiţa-Zăbrăuţ şi Buzău. Studiu geomorfologic**, 1972, 190 p., 54 fig., 13,50 lei.

T. MORARU, VALERIA VELCEA, **Principii şi metode de cercetare în geografia fizică**, 1971, 280 p., 164 fig., 20,50 lei.

LIVIU IONESI, **Flişul paleogen din bazinul văii Moldovei**, 1971, 250 p., 18 fig., 1 hartă color, 21 pl., 17,50 lei.

V. POMÂRLEANU, **Geotermometria şi aplicarea ei la unele minerale din România**, 1971, 158 p., 80 fig., 10 lei.

D. CIUPAGEA, M. PAUCĂ, TR. ICHIM, **Geologia Depresiunii Transilvaniei**, 1970, 256 p., 50 fig., 14,50 lei.

ANA CONEA, **Formaţiuni cuaternare în Dobrogea**, 1970, 234 p., 79 fig., 18,50 lei.

V. IANOVICI ş.a., **Evoluţia geologică a Munţilor Metaliferi**, 1969, 743 p., 40 pl., 55 lei.

ION MÂRZA, **Evoluţia unităţilor cristaline din sud-estul Munţilor Mare**, 1969, 167 p., 12 pl., 14 lei.

D. PATRULIUS, **Geologia Masivului Bucegi şi a culoarului Dîmboviţioara**, 1969, 324 p., 13 pl., 28 lei.

IULIU POP, **Magnetismul pămînturilor rare**, 1968, 416 p., 28 lei.

BICA IONESI, **Stratigrafia depozitelor miocene de platformă dintre valea Siretului şi valea Moldovei**, 1968, 396 p., 41 pl., 21,50 lei.

V. MUTIHAC, **Structura geologică a compartimentului nordic din sinclinalul marginal extern (Carpaţii Orientali)**, 1968, 127 p., 1 pl., 7,75 lei.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 11, NR. 2,
P. 191—358, BUCUREŞTI, 1973

I.P.I. — c. 8253

43867

Lei 40.—